

地球物理勘探原理

（重力、测井、放射性、地震）

赣州地质学校
长春地质学校 合编

地质出版社



中等专业学校试用教材

地球物理勘探原理

（重力、测井、放射性、地震）

赣州地质学校
长春地质学校 合编

地质出版社

地球物理勘探原理

（重力、测井、放射性、地震）

赣州地质学校
长春地质学校 合编

·限国内发行·

*

地质部教育司教材室编辑
地 质 出 版 社 出 版
（北京西四）
地 质 印 刷 厂 印 刷
（北京安德路47号）
新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

开本：850×1168¹/₃₂ 印张：8¹/₂ 插页 2 字数：178,000
1980年7月北京第一版·1980年7月北京第一次印刷
印数1—5,840册·定价1.40元
统一书号：15038·教70



前　言

随着现代科学技术的发展，近年来，地球物理勘探方法不断革新，应用范围日益扩大，找矿效果也显著提高。这就要求物探人员不仅能从事某一单项技术工作，而应具有较宽的知识面。因此，新的教学计划里规定中等地质学校物探专业的学员除必须掌握磁法勘探和电法勘探的基本生产技能以外，应对其他物探方法以及在各种类型金属矿床上物探方法的综合应用，有所了解。本教材由长春地校编写第一章和第五章，赣州地校编写其余三章，由赣州地质学校戴荣锜同志负责统编。最终由南京地校俞翔翱复审及编辑加工。

本书是着眼于金属矿勘探的。考虑到近年来在金属矿床的普查过程中，普遍运用了高精度重力测量。最近又提出开展区域重力测量以圈定成矿远景区。所以，我们把重力勘探作为本书的重点，叙述得比较详细，占的篇幅也比较多，学员在学完这一章以后，基本上能掌握重力勘探的一套野外观测方法和室内资料整理技术，并能对工作成果进行一般的解释推断。放射性勘探方面，只介绍了野外常用的伽円测量。地震勘探是物探方法中发展最快的一门技术，但在金属矿上地震勘探仍处于试验研究阶段，所以本书只概括地介绍了它的基本原理、生产过程和主要图件。井中物探工作的种类和名称繁多，本书只介绍了与金属矿有关的几种方法；其他从略。最后用实例的形式介绍了物探方法在金属矿、非金属矿以及地质填图方面的应用。至于在石油、煤田、水文和工程地质方面的物探成果实例，可参阅有关资料，未列入本书之内。

由于条件限制，在编写过程中，我们未能广泛收集、查阅、引用国内外的最新文献资料。因此，这本教材还说不上反映了物

探科学的现代先进水平。另外，手搞虽然几次修改，书中仍难免有遗漏错误之处，尚希读者多方指正。

赣州地质学校
长春地质学校

目　录



第一章　重 力 勘 探

重力勘探是地球物理勘探方法之一。它是通过测量地表重力场随空间的变化来研究地质构造和进行找矿勘探的。由于组成地壳的岩（矿）石的密度不均匀，经过构造运动和成矿作用，使地壳中的某些部分质量增多，另一些部分质量减少，从而引起地表重力场的相应变化，形成重力异常。重力勘探的主要任务就是发现异常并阐明异常与地质矿产之间关系。

第一节　基 本 原 理

一、地球的重力场

重力作用所引起的现象是人们日常生活中接触到的最普通的现象之一。例如：树叶下落，物体有重量等等。这是因为在地球附近的空间内，一切物体都受到一个近似于向地心力的作用，这个力就是重力。有重力作用的空间称为重力场。在重力场中物体所受的重力，可用下式表示：

$$\vec{P}=m\vec{g} \tag{1.1}$$

式中　m——物体的质量

$\vec{g}$——重力加速度

重力$\vec{P}$和重力加速度$\vec{g}$都是向量，它们的方向总是与铅垂线的方向一致。

在重力勘探中所测量的是单位质量所受的重力，称为重力场强度。从（1.1）式可以看出，重力场强度与重力加速度，在数值和量纲上都是一致的，即

$$\vec{g}=\frac{\vec{P}}{m} \tag{1.2}$$

在重力勘探中，人们常把重力场强度（重力加速度）简称为重力（以下均用此简称）。

在厘米、克、秒制中，重力的量纲是厘米/秒^2。重力的单位是：

1伽＝1厘米/秒^2

1毫伽＝10^{-3}伽

1微伽＝10^{-6}伽

重力勘探中常用单位是毫伽（mgl），在金属矿重力勘探中也常用微伽。

地球是一个具有一定质量，两极距离略短的旋转椭球体。在其表面和附近空间随着地球一起转动的所有物体都要同时受两种力的作用。即：

（一）引力　主要是地球的引力，其他天体对地面物体的引力影响很小，一般可忽略不计。

根据万有引力定律，相距为ρ，质量分别为m_1和m_2的两个质点，其相互之间的引力可用下式表示：

$$F = f\frac{m_1 m_2}{\rho} \tag{1.3}$$

式中f为万有引力常数。在C.G.S制中，

$$f = 6.67\times10^{-8}\text{厘米}^3/\text{克}\cdot\text{秒}^2$$

力的方向沿着两质点的连线向内。

地球可以看作由无数质点组成的，它们对地面某一单位质量质点的引力的合力，就是地球对这点的引力F。如果地球的形状、大小和质量分布已知，引力是可以计算出来的。

（二）离心力　由于地球自转所产生的惯性离心力。地面上单位质量所受的离心力的大小可用下式求出：

$$C = \omega^2 r$$

式中ω是地球自转角速度。r是物体与自转轴的距离。力的方向沿着r向外。

重力就是整个地球产生的引力与地球自转所产生的离心力的

合力。可表以下式：

$$\vec{P} = \vec{F} + \vec{C} \tag{1.4}$$

式中：$\vec{F}$——地球全部质量对某点单位质量所产生的引力，称为引力场强度。

$\vec{C}$——地球自转对单位质量所产生的离心力，称为离心力场强度。

$\vec{P}$——重力。

$\vec{P}$、$\vec{F}$、$\vec{C}$在空间的分布如图1—1所示。

图中椭圆为通过测点的子午圈，NS为地球自转轴，$\vec{F}$大致指向地心，但不一定通过地心，$\vec{C}$与NS垂直，方向向外。

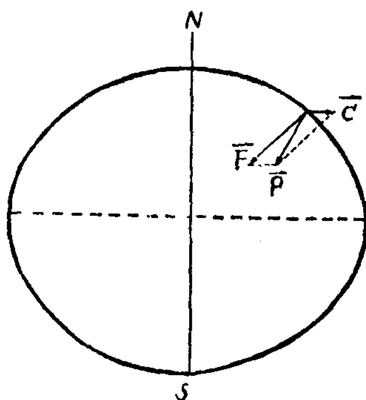


图 1—1 重力$\vec{P}$与引力$\vec{F}$，离心力$\vec{C}$的关系

重力$\vec{g}$在地球表面上的分布情况大致是：在赤道处最小，约978伽，两极处最大，约983伽，平均980伽，离心力在赤道处最大，向两极逐渐减小为零，它的最大值只有3.37伽，约等于平均重力值的$\frac{1}{300}$左右，因而重力$\vec{P}$的大小和方向主要取决于引力$\vec{F}$的大小和方向。因此，地球引力的变化是引起重力变化的主要因素。

同一地点，不同时间，重力值也有变化，其变化数值很小，在重力勘探中一般不予考虑。

二、重力位与大地水准面

从山下爬到山顶，要作功，山越高，所作功就越多，这是因为山顶和山脚两点的重力位不相等。在水面上划船，只要克服水的阻力，船就可以轻快的前进，这是因为水面上的重力位相等。

假定在重力场中将单位质量移动一小段距离 ΔS，该处重力沿移动方向的分量为 g_s，则所作的功就等于重力位的改变量：

$$\Delta W = g_s \Delta S$$

当移动距离为无限小时，上式变为：

$$dW = g_s dS \tag{1.5}$$

移项

$$\frac{dW}{dS} = g_s$$

由于W不单纯是距离S的函数，故上式应写成：

$$\frac{\partial W}{\partial S} = g_s \tag{1.6}$$

我们把函数W定义为**重力位**（或**重力位函数**），因此，重力位是一个空间函数，它沿任一方向的偏导数就是重力在该方向的分量。

可以对座标x、y、z求重力位的一次、二次、三次偏导数。例如：

$$\left.\begin{array}{l} W_x = \dfrac{\partial W}{\partial x} = g(x) \\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ W_{xz} = \dfrac{\partial^2 W}{\partial_x \partial_z} = \dfrac{\partial}{\partial x} g(z) = \dfrac{\partial}{\partial z} g(x) \\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ W_{zzz} = \dfrac{\partial^3 W}{\partial z^3} = \dfrac{\partial}{\partial z^2} g(z) = \dfrac{\partial}{\partial z} W_{zz} \end{array}\right\} \tag{1.7}$$

重力位函数的一次导致，目前能够直接测定的只有 $W_z = g(z)$ 或两点间差值 $\Delta g(z)$。（这里和下面取铅垂方向作为z轴方向）。

重力位函数的二次导数的物理意义，是表示重力场强度在某一座标方向的分量在某一座标方向的变化率。例如 $W_{xz} = \frac{\partial}{\partial x} g(z) = \frac{\partial}{\partial z} g(x)$ 表示重力场强度在z方向的分量在x方向的

变化率或重力场强度在 x 方向的分量在 z 方向的变化率。

重力位函数的二次导数，在直角坐标系中有六个，即 W_{xx}，W_{yy}，W_{xy}，W_{xz}，W_{yz}，W_{zz}，目前能够直接测定的只有 W_{xz}，W_{yz} 和 $(W_{yy}-W_{xx})=W_{\Delta}$。由于测量它们的仪器——扭秤的工作效率低，在当前重力测量精度较高的情况下，在实际工作中，观测二次导数的工作已很少，但为了解释工作的需要，经常利用重力测量结果换算二次导数 W_{xz}，W_{yz} 和 W_{zz}（换算方法后文详述）。其中 W_{xz} 和 W_{yz} 称为重力场的水平梯度，W_{zz} 称为重力场的垂直梯度。

重力位函数的二次导数，在厘米、克、秒单位制中，其量纲是1/秒²，取它的10^{-9}为一个单位，并定名为"厄缶"或"艾维"，常用符号"E"表示。

$$1/\text{秒}^2\times10^{-9}=1\text{E} \tag{1.8}$$

一个"厄缶"的大小等于重力场强度在一个厘米的距离内变化10^{-6} 毫伽。

重力位函数的三次导数的数量更多，目前还没有仪器测定它，但是，其中的$\frac{\partial^3 W}{\partial z^3}=W_{zzz}$ 在重力异常的处理中是经常用到的。W_{zzz}可以根据重力异常换算（换算方法后文详述）得到。

在厘米、克、秒、单位制中，三次导数的量纲是1/厘米·秒²，取它的 10^{-12} 或 10^{-15} 为单位，通常写成：

$$W_{zzz}=g_{zz}=n\times10^{-12}(\text{或}10^{-15})\text{C. G. S} \tag{1.9}$$

这个单位的大小等于在一厘米的距离内重力场的垂直梯度变化了 10^{-3}(E)或10^{-6}(E)。

从上述讨论不难看出：重力位函数的三次导数W_{zzz}是重力场的垂直梯度在垂直方向的变化率。

各点的重力位不一定相等。如果我们把重力位相等的各点连结起来，就构成一个封闭曲面，这个曲面称为重力等位面。重力等位面的一个重要特性，就是在这个面上任意点重力的方向都与这个面的法线方向一致。即重力等位面处处与铅垂线相垂直。因

此，重力等位面也称水准面或水平面。重力等位面有无限多个，其中与静止的海洋面重合的，叫作大地水准面。

地球的自然表面的形状较复杂，但它的大部分（70%以上）被海水所覆盖，因此，我们以静止的海洋面延伸到各大陆之下所形成的封闭曲面——大地水准面作为地球的基本形状。

公式（1.6）也可以写成如下形式：

$$\frac{\partial W}{\partial S}=g\cos\theta \tag{1.10}$$

式中S为任意方向，θ为重力g与S方向之间的夹角。

下面我们讨论两个特殊情况：

1. 当位移的方向与重力场的方向垂直时，即当

$$\cos\theta=\cos\frac{\pi}{2}=0 \text{ 时，则}$$

$$\frac{\partial W}{\partial S}=0 \tag{1.11}$$

上式表明：沿垂直重力场方向移动物体时不需要作功，这个方向就是沿着等位面的方向。

2. 当位移的方向与重力场的方向一致时，即当

$$\cos\theta=\cos 0^{\circ}=1 \text{ 时，则}$$

$$\frac{\partial W}{\partial S}=g \tag{1.12}$$

这里的s方向恰是等位面的内法线n的方向，故（1.16）式可写成：

$$\frac{\partial W}{\partial n}=g \tag{1.13}$$

这个式子说明：重力等位面上各点的重力值，等于等位面在该点沿内法线方向的梯度，即重力位沿重力场方向的变化率等于重力g。

为了说明这个问题，把（1.13）式写成有限量，即：

$$\frac{\Delta W}{\Delta n}=g \text{或者} \Delta W=\Delta n \cdot g \qquad (1.14)$$

其中ΔW为两相邻等位面上重力位的差值，是一个常数，而g为等位面上各点的重力值，Δn为两等位面间的垂直距离。由于等位面上各点的重力值不一定相等，所以，两等位面间的距离也不一定相等，即是说两相邻等位面不一定平行。这个问题正像同一地形等高线上各点地形的坡度不一定相同，两条等高线之间的距离也不一定相等是一样的。

另一方面，由于等位面上各点的重力值g是一个有限量，所以，两相邻等位面间的距离Δn也是有限的，即Δn永远不等于零，或者说两相邻等位面永远不会相交。

三、正常重力公式

前边讲过，大地水准面的形状可以作为地球的基本形状，它近似一个两极略短的旋转椭球体。从理想地球出发，假定地球内部密度分布是均匀的或者呈同心层状分布的（每一层内密度分布也是均匀的），则可根据地球的形状、大小、质量及自转角速度和各点的座标位置等，导出地面各点重力值的数学表达式、称为正常重力公式。

根据近几年人造地球卫星测定结果，1971年第十五届国际大地测量学会和地理物理学会通过决议，采用的有关地球形状的参数及重力数据如下：

地球的赤道半径$a=6378.160$公里；

地球的极半径$c=6356.755$公里；

地球的扁率$e=1/298.15$；

地球赤道重力值$g_e=978.0318$伽；

地球两极重力值$g_p=983.2177$伽；

地球自转角速度$\omega=7.2921\times10^{-5}$弧度/秒；

赤道处离心力与重力之比$m=\omega^2a/g_e=3.46776\times10^{-3}=1/288.371$；

正常重力公式：

$$g_0 = 978.0318(1 + 0.0053024\sin^2\varphi - 0.0000059\sin^2 2\varphi)\text{伽} \tag{1.15}$$

式中φ为计算点的地理纬度

由（1.15）式求得不同纬度正常重力值如表1—1：

表1—1

$\phi°$	g_0	$\phi°$	g_0	$\phi°$	g_0	$\phi°$	g_0
0	978、0318	25	978、9547	50	981、0694	75	972、8689
5	978、0710	30	979、3240	55	981、5085	80	983、0607
10	978、1874	35	979、7328	60	981、9169	85	983、1781
15	978、3777	40	980、1689	65	982、2881	90	983、2177
20	978、6361	45	980、6190	70	982、6087		

四、实测重力值的组成因素和重力异常

正常重力公式是把地球理想化之后导出的，而地球的真实情况和理想情况是有很大差别的。因而，它只反映了大地水准面上重力场随纬度变化的正常分布规律。所以，用正常重力公式计算出来的各点的重力值，一般的不等于地球自然表面上的实测值，这是因为地球的自然表面并不像理想地球那样光滑，而且有山有谷，起伏不平，且地球内部岩石密度的分布并不像理想地球那样均匀、规律。

下面我们从地球的真实情况出发，讨论地球自然表面上实测重力值的组成因素。

图1—2中S为地球的自然表面，A为S面上的一个重力观测点，Q为大地水准面，Q_A为通过测点A的水准面，A′为A在Q面上的投影，其高为h，K为S面下的一个矿体，B为地球内部某一密度界面，σ、σ_1……σ_K分别为各岩层及矿体的密度。

把测量座标的原点定在A点，z轴与A点等位面垂直，x、y轴与A点等位面相切，则在这个座标系中，重力在x、y、z三个方向上的分量为：

$$g(z)=g \tag{1.16}$$

$$g(x)=g(y)=0 \tag{1.17}$$

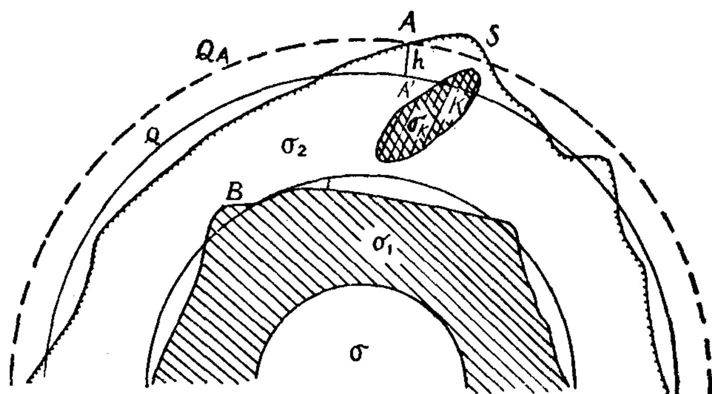


图 1—2 影响地面重力值的各种因素

下面根据图 1—2 具体分析A点实测重力值的组成因素：

（一）不考虑地球的理想情况与真实情况的差别，只认为把测点从大地水准面的A′点提高到另一水准面的A点，则A点的实测重力值应该等于A′点的正常重力值加上一项高度的影响，用$\Delta g_{高}$表示。

（二）正常重力公式的导出，是假定大地水准面以上没有物质，但实际上是有物质存在的，这些物质对A点的实测重力值显然是会产生影响的，为了便于计算，假定Q与Q_A之间完全充满着密度为σ_2的物质，将它补充成为一个无限大的中间的物质层，则它对A点的重力观测值的影响，称为中间层影响，用$g_{中}$表示。

（三）在讨论中间层影响时，是假定Q与Q_A之间完全充满着密度为σ_2的物质，显然Q_A面以上的物质未考虑，造成考虑不足；同时Q与Q_A之间并未完全充满物质，造成考虑过剩，这两部分的影响取决于A点周围地形的起伏，地形起伏不大时，这两部分的影响都很小，可不考虑，但当地形起伏较大时就不能忽略。因此，这两部分的影响与测点周围的地形起伏有关，故称为

地形影响，用$g_{地}$表示。

（四）矿体的影响。假定矿体与围岩的密度不同，其密度差为$\Delta\sigma=\sigma_K-\sigma_2$，矿体的体积为V，这样在矿体所在部位就形成了剩余物质，它的剩余质量为$\Delta m=\Delta\sigma\cdot V$，这个剩余质量对A点的重力观测结果所产生的影响，和局部地质因素的变化有着密切关系，通常称为局部重力异常，用$\Delta g_{局}$表示。

（五）理想地球是假定组成地壳的岩层呈同心层状分布，实际上并不是这样，不同密度的分界面是起伏不平的，这种起伏不平的密度界面也必然影响A点的实测重力值。但是这种来自地壳深部密度界面的影响与局部地质因素变化的影响有着显著的差别，它的梯度小，分布范围广，具有区域性，称为区域异常，用$\Delta g_{区}$表示。

对于重力勘探来讲，我们所需要的，对我们有用的是与局部地质因素有关的局部重力异常$\Delta g_{局}$，但是在通常情况下，局部重力异常$\Delta g_{局}$总是叠加在变化较稳定的，由地壳深部密度界面所引起的区域重力异常$\Delta g_{区}$的背景之上，因此，我们用Δg表示这两种异常之和，称之为重力异常，即

$$\Delta g=\Delta g_{局}+\Delta g_{区} \tag{1.18}$$

综上所述，地面上实测重力值的组成因素应该包括：

$$g=g_0+g_{高}+g_{中}+g_{地}+\Delta g \tag{1.19}$$

五、获得重力异常的方法和条件

重力勘探的中心任务，就是研究重力异常与地质因素的关系，可是，怎样才能迅速而准确地获得重力异常呢？下面我们就讨论这个问题。

测量重力异常的方法有两种：

（一）直接测定g——绝对重力测量

根据（1.19）式，如能准确地测得g，算出g_0，求出$g_{高}$、$g_{中}$、$g_{地}$，就很容易求得Δg。

$$\Delta g=g-g_0-g_{高}-g_{中}-g_{地} \tag{1.20}$$

直接测量g的原理是观测单摆在重力场中的摆动周期。根据

摆动周期T，摆长L和重力场g的关系求出g值。

$$T=2\pi\sqrt{\frac{L}{g}}$$

$$g=\frac{4\pi^2L}{T^2} \tag{1.21}$$

这种方法称为绝对重力测量，它的工作效率低，精度差，重力勘探工作中不使用这种方法。

（二）观测各测点相对于某基准点的重力差——相对重力测量。

图1—3中S为地形剖面，K为S面以下的一个矿体，矿体与围岩的密度差为Δσ。为了获得这个剖面上A点的重力异常，可以在远离矿体的某处选择一个基准点G，作为重力测量的基点，按照（1.19）式，G点和A点的实测重力值应分别为：

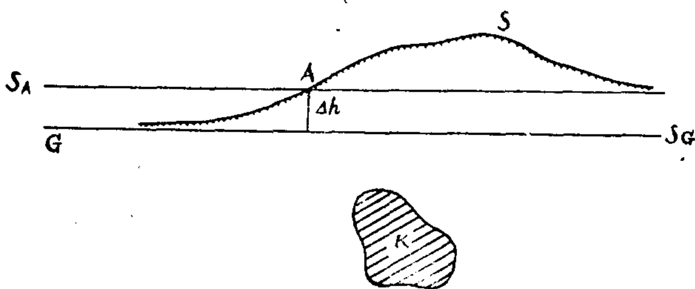


图 1—3　相对重力测量

$$g_G=g_{0G}+g_{高G}+g_{中G}+g_{地G}+\Delta g_G \tag{1.22}$$

$$g_A=g_{0A}+g_{高A}+g_{中A}+g_{地A}+\Delta g_A \tag{1.23}$$

将上二式相减得A、G两点的重力差：

$$g_A-g_G=(g_{0A}-g_{0G})+(g_{高A}-g_{高G})+(g_{中A}-g_{中G})+(g_{地A}-g_{地G})+(\Delta g_A-\Delta g_G) \tag{1.24}$$

因为基点G选在远离矿体的平坦地区，所以$g_{地G}$和Δg_G都等于零。故

$$g_A - g_G = \Delta g_0 + \Delta g_{高} + \Delta g_{中} + g_{地A} + \Delta g_A \qquad (1.25)$$

于是可解出A点的重力异常：

$$\Delta g_A = (g_A - g_G) - \Delta g_0 - \Delta g_{高} - \Delta g_{中} - g_{地A} \qquad (1.26)$$

根据（1.26）式我们可以得出结论：若想得到A点的重力异常，无需测定A点的绝对重力值，只需测出A点相对于基点G的重力差（$g_A - g_G$），就可以根据（1.26）式求出Δg_A（这种测量两点间重力差的方法，称为相对重力测量），然后对测量结果进行正常场改正（$-\Delta g_0$），高度改正（$-\Delta g_{高}$），中间层改正（$-\Delta g_{中}$）和A点的地形改正（$-g_{地A}$）即可。

关于各项改正，后文详细讨论。

重力异常是由密度和围岩密度不同的地质体所引起，异常的大小和分布，可以根据牛顿万有引力定律计算出来。

取直角座标，O为座标原点，z轴与O点的水准面垂直，x、y轴与O点的水准面相切，如图1—4所示。

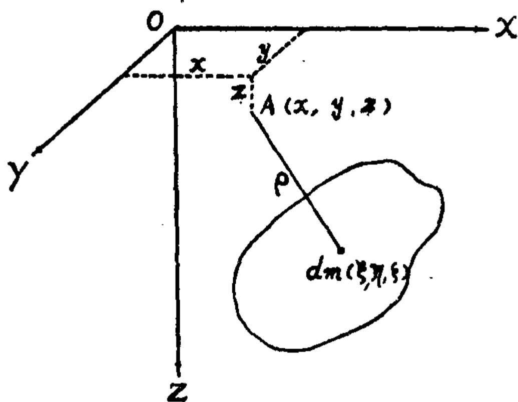


图 1—4　计算地质体引起的重力异

假定矿体与围岩的密度差为$\Delta\sigma$，矿体内某一小体积元为dV，其座标为ξ、η、ζ，A点的座标是x、y、z，根据万有引力定律，质量元dm（$=\sigma \cdot dV$），在A点所产生的引力重直分量为：

$$d\Delta g_A = f \cdot \sigma \frac{\zeta - z}{\rho^3} dV \qquad (1.27)$$

整个矿体在A点所产生的重力异常只要对上式求积分即可：

$$\Delta g_A = f \int_V \frac{\zeta - z}{\rho^3} \sigma dV \qquad (1.28)$$

当矿体的密度均匀时：

$$\Delta g_A = f \cdot \sigma \int_V \frac{\zeta - z}{\rho^3} dV \qquad (1.29)$$

式中 $\rho = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}$

由上式可知：获得重力异常的客观条件是：

1．矿体与围岩必须有足够大的密度差，而且矿体的体积应足够大，这样才能保证有足够大的剩余质量，即 $\Delta m = \Delta \sigma \cdot V$ 应足够大。

2．矿体的埋深不宜过大，否则无法发现它所引起的异常。如中心埋深为 100 米、剩余质量为 50 万吨的球形矿体，在它的正上方可产生 0.335 毫伽的重力异常；当埋深为 1000 米时，只能引起 0.0035 毫伽的异常，这是目前重力测量无法发现的。

3．工作地区的地形的影响不至于掩盖或严重歪曲异常。即只有当地形较简单时，它的影响可以忽略或用简单的方法加以消除，才能突出异常。

上述条件并不是孤立的，比如矿体的剩余质量并不大，但埋藏浅，地形平坦、重力测量效果就可能好。因此，不能单纯的、片面的只考虑某一条件，而应综合考虑各种因素。

又如：直接勘探对象可能不满足上述条件，但与之共存的另一地质因素满足上述条件，这时我们便可用重力勘探方法研究另一地质因素，然后根据它们之间的共存关系，间接得到勘探对象的知识。

总之，我们应从各方面扩大方法的应用范围，使它在力所能及的情况下，充分发挥作用，使它更多地为社会主义建设服务。

第二节 重 力 仪

重力勘探使用的主要仪器是重力仪。它是一种进行相对重力测量的仪器。用它来测定每个测点相对总基点的重力差，再加某些改正，便可计算出重力异常。

目前我国金属矿重力勘探工作中，普遍使用国产ZS_2-67型石英弹簧重力仪,还有一些国外进口的仪器。它们的构造大同小异；而基本原则是一样，都可以看成是一个高精度的弹簧称。当重力变化时（重荷的质量无变）弹簧的长度就发生相应的变化。这样，我们就可以根据两个点上弹簧长度的差求出两点的重力差。

重力仪的工作原理虽然简单，但制造却不容易。大家知道，地球正常重力场强度的平均值为 980 伽。重力勘探要在这个基础上测出 0.01 毫伽的变化，则重力测量的相对误差必须小于 10^{-8}。这就要求重力仪不但要有很高的灵敏度，而且要有很高的准确度，即仪器只反映重力的变化而不受其它因素（气压、温度等）的影响。此外，还要求仪器有较大的测程范围、读数与重力变化有简单的关系，以便于计算。仪器必须轻巧、坚固、生产效率高等。

现以国产 ZS_2-67 型石英弹簧重力仪为例，分别介绍其结构，原理、和使用方法如下：

一、仪器的结构

仪器由下述几个部分组成：

（一）灵敏系统：

灵敏系统也称弹性系统，由重荷、摆杆、摆扭丝、主弹簧等组成。如图 1—5 所示。摆杆与摆扭丝垂直,其一端装有指示丝。

灵敏系统中，除重荷是铂制成外，其它全部由石英制成。

（二）测读机构：

测读机构由光学系统和测量系统组成。

光学系统由照明灯泡、聚光镜、棱镜、物镜及目镜等组成，如图 1—6 所示。

灯泡发出的光，经聚光镜的汇集，直射在棱镜上，通过棱镜的全反射，照亮了联接在石英摆上的指示丝，再经物镜、棱镜、场镜等，使指示丝在刻度片上成像，形成一条细亮线，再经接目镜放大，就可以在目镜筒里看到图 1—6 右边的图象。观测者可凭借这条亮线在刻度片上的位置，发现石英摆的位移。若摆杆上下

摆动，亮线在刻度片上左右幌动。当重力值增大时，摆杆下倾，亮线向右移动。当重力值减小时，摆杆上倾，亮线向左移动。

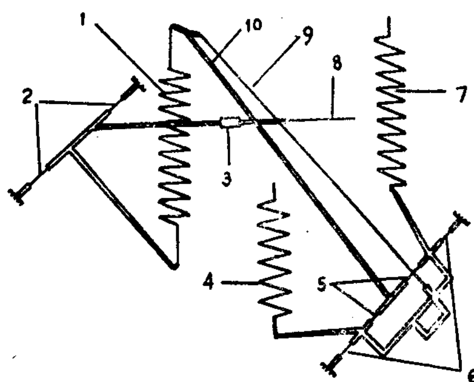


图 1—5 灵敏系统

1—主弹簧；2—摆扭丝；3—重荷；4—测程弹簧；5—温度补偿扭丝；6—测量扭丝；7—测量弹簧；8—指示丝；9—温度补偿丝；10—温度补偿杆

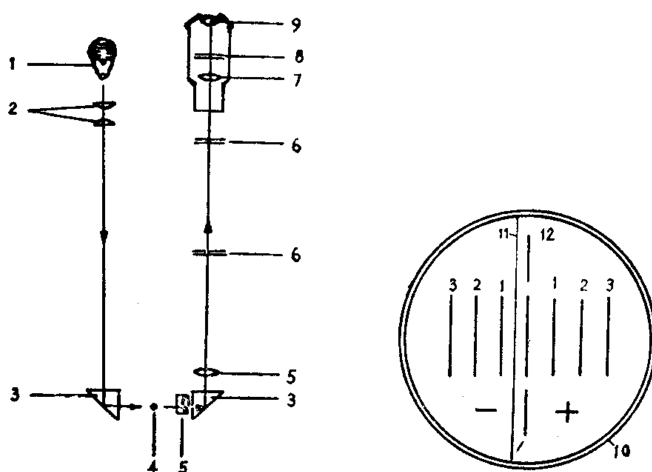


图 1—6 光学系统

1—聚光灯泡；2—聚光镜；3—三棱镜；4—指示丝；5—物镜；6—阻流片；7—场镜；8—刻度片；9—接目镜；10—视野里的图象；11—亮线(指示丝的像)；12—零线

测量系统由计数器、连杆、测微螺丝、测量弹簧和测量扭丝等组成（见图 1—10）。测微螺丝的下端与读数弹簧相连，上端通过联结杆与计数器相连，旋动计数器，可带动测微螺丝作相应的升降运动，从而改变测量弹簧的弹力，通过测量扭丝的传导，可使主弹簧上端点P随之上下移动，如计数器的读数由小变大，则P点向上升，并使亮线向左移动，反之，向右移动。当重力的变化完全被测量弹簧的弹力变化所补偿时，石英摆则处于原来的平衡位置上，此时，记录计数器上的读数，然后根据计数器的读数变化，求出重力值的变化。

计数器上显示的数字是从 0 到 999（由于是旋转计数，过了 999 又会出现 0），顺时针转动，显示的数由大到小，逆时针转动时，显示的数由小到大。

（三）温度补偿机构：

为了提高仪器的测量精度，消除温度变化的影响，在仪器的灵敏系统上装有温度自动补偿机构，如图 1—7 所示。

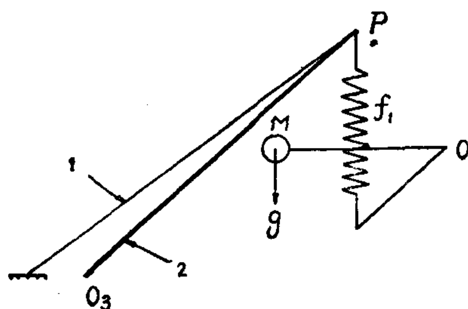


图 1—7　温度补偿机构

1—温度补偿丝；2—温度补偿杆

当温度升高时，主弹簧的弹力矩增大，弹簧表现为收缩，即上端点P向下移动的同时下端点向上提起，则带动摆杆向上翘起，类似重力值减小一样。但温度升高时，拉在主弹簧上端点P的金属温度补偿丝却伸长，使温度补偿架以Q_3为轴向下移动。因而，带动主弹簧上端点P向下移动，结果使摆杆也随之向下偏转，类似重力值增大一样。因此，只要调节合适，这种机构可以作到在较宽的范围内消除温度变化的影响。

（四）调节机构：

为了扩大仪器的测程，设有测程测微螺丝，用来调节仪器的测程，它的下端与测程弹簧相连，通过测量扭丝连结在灵敏系统上，上端通过连接杆、直通测程调节插孔，打开面板上的孔塞，即可用螺丝刀直接旋转调节。

为了满足仪器在水平状态下读数的要求，仪器内设有纵横两个水准器（与摆杆平行者为纵水准器，与摆扭丝轴平行者为横水准器），这两个水准器都通过调节连杆连结在仪器面板的调节孔内，用以调节纵横水准器的正确的水平位置。

上述各部机构，在仪器中的安排如图1—8。

为了减小温度和气压变化的影响，整个灵敏系统装在一个精制的小真空室里，外面护以保温瓶和其它隔热材料，最外面是用轻金属制成的圆形外壳，底部有三个脚螺丝，在使用仪器时，用来调平仪器，如图 1 — 9 所示。

二、仪器的工作原理

图 1—10是ZS_2-67型重力仪的原理简图。

图中 O 为摆扭丝轴，m 为重荷，Om 为摆杆，f_1 为主弹簧（零长弹簧，此种弹簧具有内应力，当外力不大于内应力时，弹簧不伸长；当外力大于内应力时，弹力与其长度成正比），f_2 为测程弹簧，f_3为测量弹簧，O_1 为测量扭丝轴，P 为f_1 的上端悬挂点。

仪器采用零点读数。当重力变化时，摆杆在重荷的带动下绕O轴旋转而偏离其零点位置，调节测量弹簧 f_3，用以改变 f_1上端点P的位置，借以改变f_1 的长度及其弹力矩，使摆杆重新恢复到零点位置上。

由于计数器连结在测量弹簧f_3 的测微螺丝上，所以，计数器读数的变化显示了主弹簧f_1 纵向长度的变化。

工作时，先在一个基点上，通过调节 f_3，使摆杆的指示丝与刻度片上的零线重合（这一位置称为重力仪的零点位置）。从计数器上读出与f_1 纵向长度相应的读数。然后将仪器转到待测的测点上，用同样的方法（调节 f_3）使摆杆恢复到零点位置上，从计

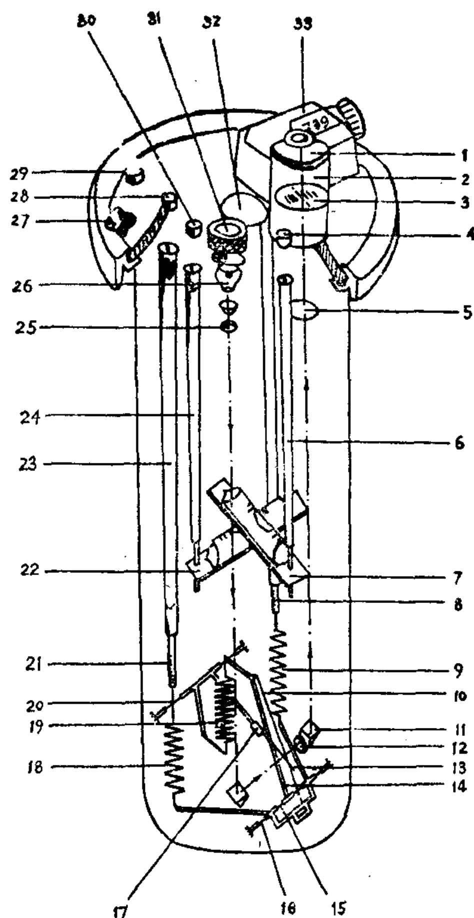


图 1—8　内部结构

1—目镜筒；2—目镜座；3—刻度片；4—纵水准器调节孔塞；5—场镜；6—纵水准器调节连杆；7—纵水准器；8—测微螺丝；9—测量弹簧；10—温度补偿丝；11—三棱镜；12—物镜；13—指示丝；14—温度补偿杆；15—温度补偿丝；16—测量扭丝；17—摆锤（重荷）；18—测程弹簧；19—主弹簧；20—摆扭丝；21—测微螺丝；22—横水准器；23—测程调节连杆；24—横水准器调节连杆；25—聚光镜；26—灯泡；27—电源开关；28—测程调节孔塞；29—外接电源插孔塞；30—横水准器调节孔塞；31—灯座；32—水准器望孔；33—计数器

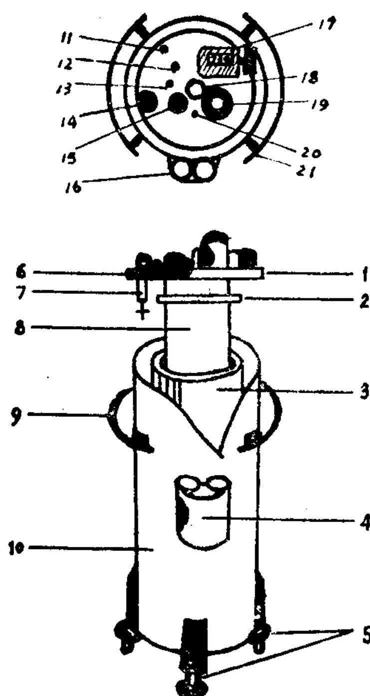


图 1—9 外部结构

1—面板；2—瓶口圈；3—保温瓶；4—电池箱；5—脚螺丝；6—橡皮护圈；7—电源开关；8—隔热筒；9—提手；10—金属外壳；11—外接电源插孔；12—测程调节孔；13—横水准器调节孔；14—开关拉杆；15—灯座；16—电池箱；17—计数器；18—水准器望窗；19—目镜；20—纵水准器调节孔；21—提手

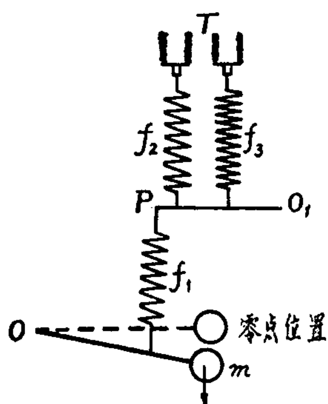


图 1—10 工作原理图

f_1—主弹簧；f_2—测程弹簧；f_3—测量弹簧；m—重荷；O—摆扭丝轴；O_1—测量扭丝轴；T—测微螺丝；P—主弹簧上端

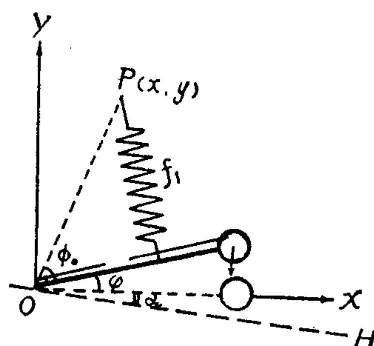


图 1—11 平衡状态

数器上读出与f_1在该测点上的纵向长度相应的读数。再用测点的读数减去基点的读数，并乘以仪器的格值，即得测点相对于基点的重力变化值。

下面我们讨论灵敏系统的平衡方程式和读数原理：

为了讨论方便，我们作如下规定：在重力矩和弹力矩的作用相等时，摆杆在某一位置上静止下来，处于平衡状态。当摆杆静止时，若指示丝所形成的亮线恰好指在刻度片的"零线"上，这种平衡位置称为摆处在零点位置。若亮线不仅与"零线"重合，而且摆杆又处于水平位置时，这种平衡位置称为摆处在**水平零点位置**或称**双重合位置**，除上述两种平衡位置之外，其余**平衡位置**均称为**一般平衡位置**。

取摆扭丝轴O为座标原点，从摆杆在零点位置时，O与摆的重心之连线(f_1的下端点也在此线上)为x轴，以在摆的摆动面内，且与x轴垂直的线为y轴，建立直角座标系，如图 1—11所示。用OH表示过原点O的水平面，α为摆杆的零点位置与水平面间的夹角，φ为摆杆平衡位置偏离ox轴的角度，取逆时针方向为正，顺时针方向为负。主弹簧f_1的上端点P的座标为（x、y）。下端点A至原点的距离为r。摆的重心m至原点的距离为l，摆扭丝的原始扭角为θ。

在上述平衡状态（一般平衡）下，根据图1—11，摆的平衡方程式为：

$$mgl\cos(\varphi+\alpha)=Kr(y\cos\varphi-x\sin\varphi)-\tau(\varphi+\theta_0) \quad (1.30)$$

式中 K——主弹簧f_1的弹力系数，等于其长度变化一个单位时所产生的弹力。

τ——摆扭丝的扭力常数，等于其扭转角度变化一个单位时所产生的扭力距变化值。

g——当地的重力值。

(1.30)式表达了摆杆在一般平衡位置时的内在关系。在重力仪中，τ、θ_0、K、m、l等参量都是一定的，因此，在一般平衡状态下，重力值g需要用φ、α、x、y四个参量才能综合表达

出来。

如果采 用“零点位置”读数（即 $\varphi=0$ 时），则（1.30）式变为：

$$y=\frac{mgl\cos\alpha+\tau\theta_0}{Kr} \tag{1.31}$$

这时重力 g 需要用 α 和 y 两个参量来综合表达。

如果采用“水 平 零 点位 置”读数（即 $\varphi=0$，$\alpha=0$ 时）则（1.31）式变为：

$$y=\frac{mgl+\tau\theta_0}{Kr} \tag{1.32}$$

这时重力 g 的变化单纯用主弹簧上端点 P 的纵向座标 y 的一个参量来表达，而且 y 值最大（与其他零点位置相比），y 与 g 成线性关系。因此，重力仪总是以“水平零点位置”作为读数位置。两点的读数差 ΔS 与重力差 Δg 成正比。

由于计数器连接在 P 点上，所以，重力的变化可通过计数器的数据变化体现出来。

三、仪器的灵敏度和提高灵敏度的方法

重力仪的灵敏度是指仪器对于重力变化感觉的灵敏程度。一般用角灵敏度或光线灵敏度表示。当重力发生微小变化时，仪器的摆杆能感觉到并能产生较大位移，称为灵敏度高。

根据前述（1.30）式可知：φ 是 g 的函数。即若重力 g 增加 dg，则摆杆产生 $d\varphi$ 的位移，在新的位置上达到平衡。

由（1.30）式求 φ 对 g 的微分得：

$$\frac{d\varphi}{dg}=\frac{ml\cos(\varphi+\alpha)}{mgl\sin(\varphi+\alpha)-K(yr\sin\varphi+xr\cos\varphi)-\tau} \tag{1.34}$$

通常称 $\frac{d\varphi}{dg}$ 为角灵敏度，即单位重力值的变化所引起摆杆偏角的变化值，这个值越大，即当重力变化 dg 时，摆杆将产生较大位移 $d\varphi$，则仪器灵敏度越高，反之，这个值越小，灵敏度就越低。

因为重力仪是以“水平零点”位置作为读数位置的，所以 $\varphi=0$、$\alpha=0$，则（1.34）式变为：

$$\left[\frac{d\varphi}{dg}\right]_{\substack{\varphi=0\\ \alpha=0}}=\frac{ml}{-KXr-\tau} \qquad (1.35)$$

由上式可见：

（一）仪器的灵敏度 $\frac{d\varphi}{dg}$ 只与主弹簧上端点P的横座标x有关。因此，改变P点的横座标，可改变仪器的灵敏度。

（二）若想提高仪器的灵敏度，x必须减小。甚至可以取负值，即P点在y轴的左侧。

（三）当 $x\to-\frac{\tau}{Kr}$ 时，$\frac{d\varphi}{dg}\to-\infty$，这时仪器处于不稳定状态，而无法读数。

为了减小仪器灵敏系统的体积，又要达到高灵敏度，ZS_2-67型重力仪的灵敏系统的真实情况和上述讨论在形式上有些差别：主弹簧的上端点P并不在y轴的左侧，主弹簧的下端也没有直接连结在石英摆杆上，实际的连结方法如图1—12所示。将主弹簧上、下两个结点分别以OP′和OA为半径，同时转动一个角度，分别连结在P″和A′点（OA′为一个与摆杆有一定角度的支杆），这样保持主弹簧的对角 φ_0 不变，则仪器的灵敏度保持不变，而体积可更小。

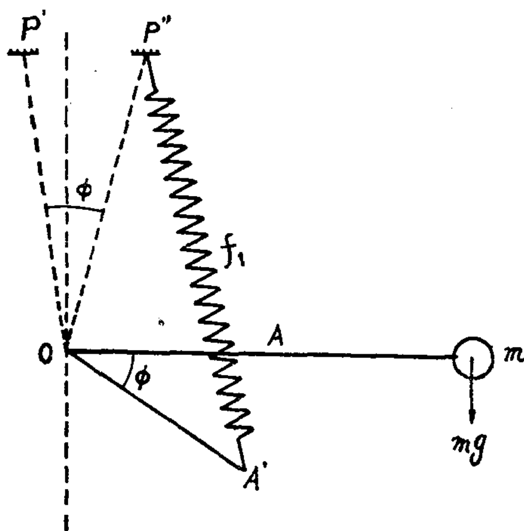


图 1—12　主弹簧f_1与摆杆om的连接方式

ZS_2-67 型重力

仪通过光系把摆杆产生的位移最后反映在刻度片上、形成一条亮线。这样角灵敏度就可以反映为光线灵敏度。

光线灵敏度是指亮线在刻度片上从零刻线移动到＋1或－1刻线时，所需要改变计数器的格数的大小来衡量。此数越小，说明灵敏度越高，反之则低。通常合适的光线灵敏度为（15—20）格之间。

四、重力仪的调节

（一）水平位置的调节：

1．仪器倾斜误差的影响：

从前述可知：使用重力仪测定两点间的重力差时，必须保证石英摆在同一状态下工作，即必须保证摆杆和摆扭丝轴所构成的平面与水平面重合的位置（双重合位置）上读数。这时作用在石英摆上的只有重力值大小的变化，而没有摆杆相对重力场方向的变化。否则，所测得的重力差中就会有一部分是因为方向变化而引起的，使得测定结果不准。

例如：在同一点上，若摆杆或摆扭丝与水平面的夹角为α，这时作用在它上的有效重力值是：

$$g_\alpha = g\cos\alpha \qquad (1.36)$$

重力仪的读数S与作用在石英摆上的有效重力值成正比，即

$$S = Eg\cos\alpha \qquad (1.37)$$

式中E为一常数，S为α的函数，将上式对α微分可得：

$$dS = -Eg\sin\alpha d\alpha \qquad (1.38)$$

上式表明：当仪器产生$d\alpha$的倾斜误差（置角误差）时所引起的读数误差。可见，仪器读数误差的大小与石英摆的置角误差有直接关系。为了消除置角误差引起的读数误差，在仪器内部附有两个互相垂直的水准器（或称水泡），借以使每次安放仪器的位置处于双重合位置上。

2．水平位置的调节：

为了限制置角误差所引起的读数误差，总是选择双重合位置作为仪器读数零点。通常情况下，石英摆水平时，纵水泡的安置

必须是居中的。摆扭丝水平时，横水泡的安置必须是居中的。因此，调节纵、横水泡水平时，必须首先设法找到双重合位置，然后在这个位置上将仪器内部的两个水准器调平（即使水泡居中），称为水平位置的调节。以后使用仪器时，只要用外壳上的三个脚螺丝把两个水准器调平，石英摆的零点就自然处于水平位置了。

下面介绍摆杆水平位置的确定方法：

根据（1.37）式：$S=Eg\cos\alpha$,

这个式子说明重力仪的读数S是石英摆倾角α的余弦函数，其函数图像如图 1—13所示，称为重力仪的水泡曲线。

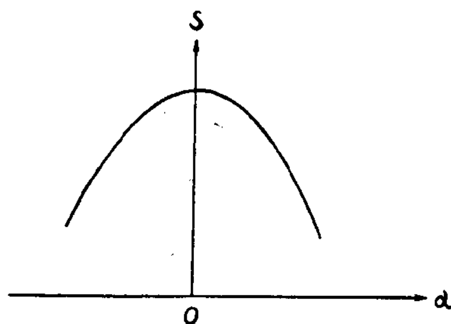


图 1—13　水泡曲线

重力仪的水泡曲线为我们提供了一个非常有意义的规律，这就是石英摆在水平位置时，重力仪的读数最大。离开这个位置（不管其在水平面以上，还是在水平面以下），仪器的读数都减小。因此，调节水平时，可凭借这个规律，首先测定水泡曲线，然后在仪器读数最大的状态下，调节水泡居中。其具体方法和步骤如下：

（1）检查纵、横水准器与外壳上三个脚螺丝的相对位置是否合适。如发现转动纵向脚螺丝时横水泡的位置也发生变化，则说明两个水准器与三个脚螺丝的相对位置不合适，纵水泡与纵向脚螺丝不平行。调节方法是：将仪器外壳固定，缓慢转动仪器的内部，使纵水泡和纵向脚螺丝的相对位置发生变化，直到旋动纵向脚螺丝时横水泡的位置不变或变化很小为止。

（2）将仪器安置在稳固的地方，再用三个脚螺丝把两个水泡调到居中。

（3）如果测定纵水泡曲线，可逆时针转动纵向脚螺丝，使

纵水泡靠近一端（此时应保证横水泡居中，否则应用横向脚螺丝将其调平），记录脚螺丝的刻度和仪器的读数。

（4）顺时针转动纵向脚螺丝1—2格，并记录它的刻度和仪器读数。如此反复，直到仪器读数由小变大，再由大变小为止。

（5）以仪器读数为纵座标，纵向脚螺丝的刻度为横座标，绘制纵水泡曲线，如图1—13（实际上不能测定一条完整的对称曲线，因为当α大到一定程度时，仪器将变得不稳定，不能读数。）

（6）从水泡曲线上找到读数极大值所对应的脚螺丝的刻度，并将脚螺丝退回到这个刻度上，观察水泡是否居中，如不居中，则用改锥转动纵水泡的调节连杆，将水泡调至居中。

仪器水平位置调节准确与否，关键是仪器读数的极大值与脚螺丝刻度的相对位置测定是否准确，因此，在测定水泡曲线时，在读数极大值附近应加密读数。

横水泡曲线的测定，调节方法与步骤和纵水泡相同，但其目的是要找出石英摆扭丝轴的水平位置，并将横水泡和它调节一致，因此，测定横水泡曲线时，自始至终保持纵水泡居中。

经过纵、横水泡曲线的测定和调节之后，石英摆的摆动面垂直于水平面，这时，石英摆处于水平位置时，其指示丝的亮线恰好落在刻度片的零刻线上。

水泡曲线的测定和调节，通常要反复进行两、三次。因为测定纵水泡曲线时，虽然总是保持横水泡居中，但横水泡的位置不一定是准确的，因而影响纵水泡曲线测定的准确性。反过来，纵水泡调节不准，又会影响横水泡的调节。因此，必须反复调节，反复测定。其目的是要提高水平调节的准确性。

水平位置的调节，并非是一劳永逸的，在使用仪器的过程中，应经常检查和调节。

（二）光线灵敏度的调节：

由灵敏度和提高灵敏度的方法的讨论，可知欲改变仪器的灵敏度，只要改变主弹簧上端点P的横座标X值即可。减小X值可

提高灵敏度，反之降低灵敏度。但是，通常情况下，仪器的灵敏系统一旦安装好，就不能随意移动P点的位置了。因此，调节仪器的灵敏度，是采用改变“零点”的办法，在新的座标系中达到改变X值的目的，其方法如下：

1．调平仪器，改变计数器的读数，使亮线落在刻度片的零刻线上，（见图 1—14(b)），记录计数器的读数S；再改变计数器的读数，将亮线分别调到零刻线左、右各一格的位置，并记录读数$S_{左}$和$S_{右}$，求出$S-S_{左}=\Delta S$和$S-S_{右}=\Delta S'$。当$\frac{|\Delta S|+|\Delta S'|}{2}$小于15格时，表明灵敏度过高；大于20格时，灵敏度过低。由此决定应该是提高还是降低灵敏度。

2．以提高灵敏度为例，说明调节方法：

首先用一只手把住仪器，另一只手顺时针方向旋转目镜座达到一合适角度，因目镜是偏心的，旋转后，位置已移向右方一段距离。目镜筒和刻度片也一同转移。这时刻度线与亮线交叉（如图1—14(c)）。然后保持目镜座不动，而使随目镜座一起旋转后的目镜筒逆时针方向转动，使刻度线与亮线平行(图1—14(d))，这种作法的实质是把刻度片向原来亮线的（+）方向平移一个距离。这时可从望筒中看到零刻线在亮线的右侧了。也就是改变了零点位置。

3．在新的零点位置上重新作水泡曲线，确定新的双重合位置，并调节水准器（方法同水平位置的调节），使转动后的零点位置与水平位置一致。

4．重复步骤（1），若$\frac{|\Delta S|+|\Delta S'|}{2}$满足 15—20 格的要求即可。

上述调节方法为什么能提高灵敏度呢？

因为刻度片向（+）侧方向平移一个距离后，再以新的零点位置读数，势必使摆杆离开了原来的水平位置（图 1—15(a)为原来水平位置）而向下倾斜，这时摆杆OA的方向为x′方向（图1

—15(b)〕。为了满足仪器在双重合位置上读数的要求，就必须重新测定水泡曲线使整个灵敏系统和测读机构倾斜一个角度，

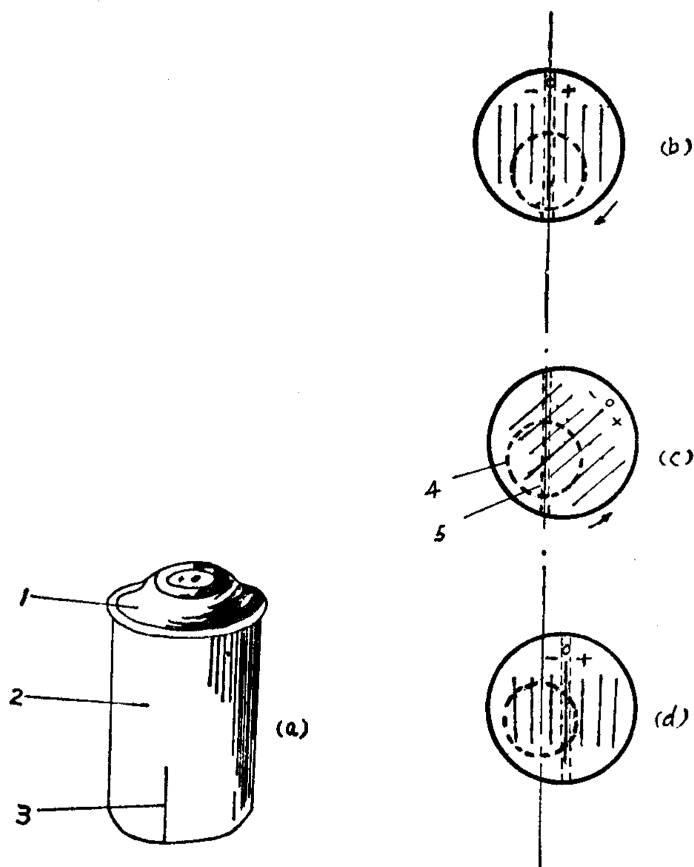


图 1—14　调节光线灵敏度

1—目镜筒；2—目镜座；3—标志线；4—目镜座转轴；5—亮线
(a)目镜外形；(b)调节前目镜中的图象；(c)顺时针转动目镜座后的图象；(d)逆时针转动目镜筒后的图象

（在图1—15中为逆时针转动），直到新零点和摆杆转轴O连线呈水平位置。P的座标由原来的（x、y）变成（x′、y′）了（图1—15(c)）。

在新的座标（x′、y′）中，P点的横座标x′离y′轴近了，同时ϕ_0角也增大了，因此，灵敏度提高了。

如果是降低灵敏度，则须逆时针方向旋转目镜座，其它与上述方法相同。

调节光线灵敏度时，目镜座可转动的最大范围是180°，即从目镜座上的标志线与面板上的标志点对齐时为起点，正、负各转动90°。

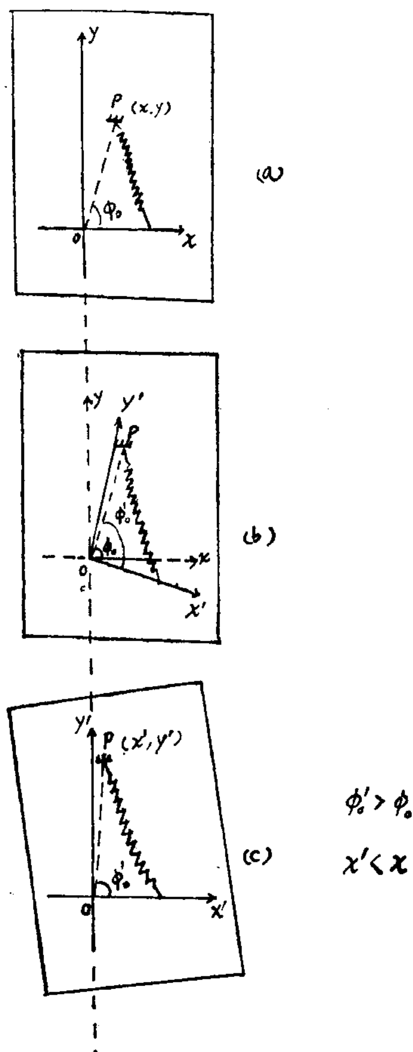


图 1—15　光线灵敏度调节前后摆杆与主弹簧的位置

(a)调节前的位置；(b)转动目镜后，在新零点读数时的位置；(c)重新进行水平位置调节，恢复双重合位置

（三）测程的调节

国产重力仪计数器的读数变化范围是0—1000格，假如格值为0.08—0.12毫伽/格，则仪器的直接测程范围是0—120毫伽。因此，当从一个地区转移到另一个地区，而两地的重力差较大或因长期使用，零点位移较大，改变计数器的读数已无法补偿全部重力变化时，则应调节测程，其方法和步骤如下：

1. 调平仪器，将计数器的读数调到500格左右，记住亮线移动的方向。

2. 打开面板上测程调节孔塞，用螺丝刀扭转测程调节螺丝，扭转方向是：当亮线在刻度片(+)刻线一侧时，逆时针方向转动；当亮线在刻度片

（一）刻线一侧时，顺时针方向转动。转动测程调节螺丝时，应注意观察亮线的移动，当亮线落在刻度片零刻线附近时，即应停止，盖好孔塞。

3．改变计数器的读数，使亮线与刻度片零刻线重合，记录读数。

4．提起仪器，使之经受1—2分钟与野外工作条件相似的振动，然后放好仪器，重新读数，当几次读数误差符合规范要求时，则可认为测程调节工作已完成。

五、重力仪的使用

重力仪是观测两点间重力差的精密仪器，因此，使用重力仪时，一定要有科学态度和认真负责的精神，才能获得重力测量的高速度和高精度。

重力仪的操作步骤如下：

（一）将底盘架摆在测点上（要摆得平稳），并用圆水泡把它调平。

（二）取出仪器，轻轻放在底盘架上并粗略调平。

（三）用脚螺丝调平仪器并接通电源。

（四）从目镜中观察亮线并转动计数器，使亮线与刻度片的零刻线重合，记录计数器的读数（通常每个测点读数2—3次）。

（五）关闭电源，移到下一点。

六、重力仪格值的测定

重力仪的格值是指计数器的读数变化一格时所相当的重力变化值。重力仪出厂时，它的格值既已经过准确测定，但也只有相对的准确性，且并非一成不变。所以，重力仪的格值即是一个常数，又是一个变数，因此，在使用时应按时检查和校对仪器的格值。

检查和测定重力仪的格值，通常是在两个或两个以上重力差为已知的点上，采用多次重复观测的方法进行测定。

例如：A和B为两个重力点，且$g_B-g_A=\Delta g$为已知，用重力仪在这两个点上往返重复读数，然后以时间为横座标，以读数为纵座标绘出两个点读数随时间变化的曲线。

从图上取几个同一时间两点的读数差 ΔS_i，并取其平均值 $\overline{\Delta S}$。

$$\overline{\Delta S}=\frac{\Sigma\Delta S_i}{n}$$

则

$$C=\frac{\Delta g}{\overline{\Delta S}} \tag{1.39}$$

格值测定的相对均方误差用下式衡量：

$$\varepsilon_{格}=\pm\frac{\sqrt{\dfrac{\sum_{i=1}^{n}\delta S_i^2}{n(n-1)}}}{\overline{\Delta S}} \tag{1.40}$$

式中　δS_i——第 i 个读数与平均读数的差；

n ——观测次数。

为了提高重力仪格值测定的精度，通常选择重力差较大的两点进行测定，且每次重复观测的时间间隔不能太长（视仪器零点位移规律而定），重复的次数不宜过少（视格值测定精度要求而定）。

七、静态试验

重力仪的静态试验结果是了解静态零点位移性能的主要依据。静态试验通常是在室内进行，一般每30分钟观测一次，同时记录温度变化，试验时间不少于一昼夜，试验结果以时间为横座标，读数为纵座标绘制静态试验曲线。

静态试验曲线是静态零点位移和日变影响的综合反映（日变主要是太阳和月亮对地球相对运动引起的引力变化，一般早晚较平稳，中午升高，变化幅度为（100—300）微伽/昼夜。

八、混合零点位移试验

重力仪的混合零点位移是指仪器在正常工作过程中，读数随时间变化的情况：这种变化除了仪器本身的零点位移之外，还将包括温度变化和重力日变等的影响。故称之为混合零点位移。在工作中必须进行混合零点位移校正。所以，这是一项了解仪器性

能的很重要的试验工作，根据试验结果计算出的动态观测精度和动态混合零点位移曲线是反映仪器性能的主要资料和确定重力野外观测精度、工作方法的主要依据。因此，详细的了解仪器的混合零点位移规律，才能恰当的选择工作方法，保证重力测量的精度。

混合零点位移试验，通常是在两个或两个以上有一定重力差（一般为 500—1000 微伽）的点上，使用多次重复观测的方法进行，重复观测的时间间隔不宜过长，两点间单程观测时间间隔一般为10分钟左右。总观测时间不能太短，通常要超过正常工作时间 1 — 2 小时。观测结果要绘制混合零点位移曲线，了解仪器的零点位移规律。每次读数时要同时记录温度，作为分析零点位移规律的参考。

图 1—16是某仪器的混合零点位移曲线，横座标是时间，一般取1厘米等于20分钟。纵座标是读数，一般取1厘米等于0.20小格。为了避免曲线之间脱离太远，可以各点读数的首数为纵座标

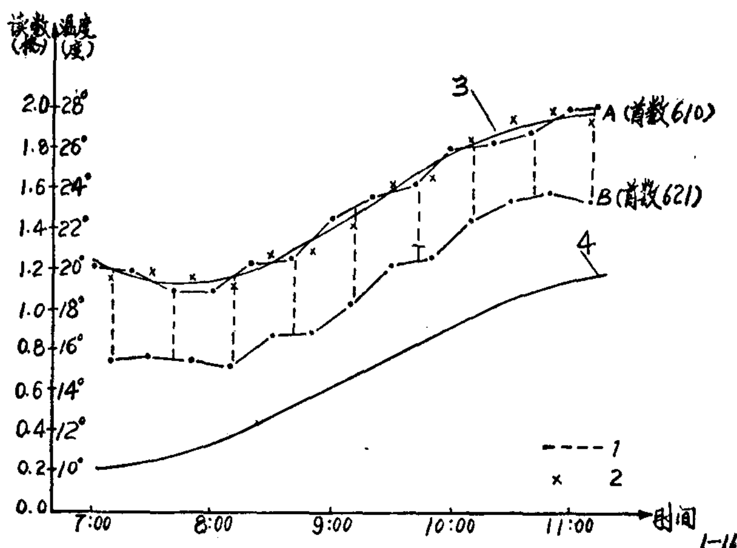


图 1—16 动态混合零点位移曲线

1—独立增量；2—B曲线平移后的点位；3—动态混合零点位移曲线；4—温度曲线

的起算点，只把每次读数的尾数展在图上，连成折线。然后把B点的折线平移到A点折线上，再通过各点画一条光滑的曲线，使各点到此曲线的距离的平方和为最小。此曲线就是该仪器的动态混合零点位移曲线。在图上可同时画上温度曲线。

假如几次测定的混合零点位移曲线都有图1—16的特点，则说明仪器开始工作一小段时间零点位移是不正常的，应该每天先让仪器活动活动，再正式观测。

在图上量取A、B二点的独立增量，计算观测精度。

$$\varepsilon = \pm\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m} V_i^2}{m-n}} \tag{1.41}$$

式中　V_i——各边上单个增量（二点间的重力差）与该边上增量的平均值的差值；

m——增量的总个数；

n——连测的边数。

图（1—16）中$m=9$，$n=1$。

九、一致性试验

在同一工区使用两台或两台以上的重力仪工作时，必须在开工之前进行一致性试验。

所谓一致性，是指客观上各点的重力差是一定的，但不同仪器测量时，有的与客观上的重力差值相同，有的则不同，相同者为一致，不同者为不一致。但绝对的一致是没有的，（任何观测值都有误差），只是相近而已，不超过某一精度要求时，即可认为一致。通常要求仪器的一致性不超过基点网均方误差的一半即可。

各台仪器的一致性用均方误差来衡量，其计算公式为：

$$\varepsilon = \pm\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m} V_i^2}{m-n}} \tag{1.42}$$

式中 V_i——某仪器在某点上的观测值与各台仪器在该点上的观测值的平均值之差；

m——总观测次数；

n——观测点数（如观测点中包括起算点，则n等于观测点数减1）。

第三节 野外工作方法

一、重力测量的任务与主要工作方法

重力勘探可用于地质勘探的各个阶段，在不同阶段中所起的作用，归结起来有以下几个方面：

（一）研究大地构造，确定大地构造分区。

（二）圈定岩体，划分不同岩性接触面，进行地质填图。

（三）圈定局部构造，如背斜、向斜、断层，单斜等，确定油气田、煤田、地热田及其它沉积矿床可能储存的空间位置等。

（四）直接或间接寻找某些金属矿床。

因此，它的工作布置，必须服从国家经济建设和国防建设的计划。

根据解决地质任务的详细程度，重力勘探可分为：

（一）预查：通常是在过去很少进行地质和物探工作的空白区，进行小比例尺（1:100万—1:50万）的概略性重力测量，目的是在较短时间内，得到工作地区大地构造分区的概念，作为进一步布置地质、物探工作的依据。

（二）普查：通常是在重力预查，航空磁测和区域地质测量的基础上，在已经划分出来的成矿远景区进行中比例尺（1:10万—1:20万）的重力测量，目的是查明局部构造的基本轮廓和岩体范围，划分出成矿远景区，为进一步找矿和进行其它地质物探工作打基础。

（三）详查：通常是在普查和其它物探工作的基础上，在比较有希望的局部地区进行大比例尺的详查重力测量，目的是详细

研究重力场的分布特点，以便研究地质体的赋存状态。工作比例尺、测网密度根据任务要求、矿体大小、异常范围和强度等确定。

重力勘探按其测量形式可分为：

（一）路线测量：一般是沿一条或数条方便的交通线上进行，测点分布无一定规律。

（二）剖面测量：在预先布置好的测线上进行观测，测点分布比较有规律。

路线测量和剖面测量的测点分布要尽可能垂直于地质构造的走向。

（三）面积测量：是在一定的面积进行观测，测点均匀分布全区，测量结果绘制等重力异常平面图。

面积测量是重力勘探的基本形式。

二、测区的选择

重力测量在接受任务，选择测区时，应注意下列各点：

（一）地质及地球物理前提：

重力工作必须选择在成矿有利的地段上进行，即测区应尽可能选择在地质工作所提出的成矿远景区和其它物（化）探工作所圈定的异常区，并要求在开展工作前，作深入细致的现场调查研究。否则就会由于对地质情况了解不清而产生片面性。

重力勘探应满足的地球物理条件，已在第一章讲过，这里就不重复了。

（二）重力异常是重力场特征的反映，它除了由地下浅部密度不均匀体引起以外，还可以由地壳深部密度不均匀体引起。因此，重力勘探不仅可以寻找浅部矿体，而且能探测地壳深部的地质情况。所以，测区应尽可能包括整个密度不均匀体所产生的重力场，即测区要比引起异常的地质体适当的选大些。

此外，重力勘探具有成本低，效率高等长处，可在短时间内对大面积测区取得观测资料。在工作中要注意发挥这些特长。

（三）要注意测区的完整性：

重力异常是客观存在的物理场的反映，如果测区布置得很零乱，东一块，西一块，互不连接，就无法取得对全区重力场分布特点的客观认识，对发挥重力勘探本身的长处，也是不利的。因此，测区范围应根据工区地形，地质、矿产及以往物化探工作等情况合理确定。当根据一定的地质资料和物探异常确定测区时，应将研究对象或异常置于测区中央，测区边界要整齐、规则、周围有一定的正常场作背景值。同时，测区应尽可能包括附近地质情况清楚或进行过较多地质物探工作的地段，如某些对解释推断有意义的露头，钻井及其它物探或地质剖面等，作为解释推断的依据。测区范围应兼顾施工方便，资料完整，布点经济。

三、比例尺和测网的选择

多快好省是我们选择比例尺和测网必须遵守的原则。任务确定之后，根据地质，地球物理前提，合理地选择工作比例尺和测网是重力测量设计的重要内容。

选择比例尺和测网应遵循的基本准则是：用最少的工作量，获得最好的地质效果。例如寻找和评价规模较大的异常时，可用较小比例尺，较稀的测网；而寻找和评价规模较小的异常时，要用较大比例尺，较密的测网。所以，比例尺和测网必须与寻找对象相适应，太稀了可能漏掉有意义矿体，太密了增加了不必要的工作量，浪费人力，物力和时间。因此，比例尺和测网的选择，应以不漏掉最小有意义矿体为准则。

重力勘探比例尺和测网的选择，与磁法勘探基本相同，不再赘述。

由于重力勘探的任务和研究对象不同，采用的工作比例尺，异常精度，测网密度等均不相同，为便于工作布置，给出表1—2供参考。

四、基点网的敷设与观测方法

在重力测量中，为了控制仪器的零点位移，减少误差积累，提高测量精度，必须每隔一定时间把仪器带回原出发点（基点），进行重复观测，以便对观测结果进行零点校正。但在大面积重力

表 1—2

工作阶段	工作比例尺	异常的允许均方误差（毫伽）	等异常线间隔（毫伽）	测点距离（米）
预　　查	1：100万	±4.0	10	7000—10000
	1：50万	±2.0—±4.0	5—10	3000—5000
普　　查	1：20万	±0.8—±2.0	2—5	1500—2000
	1：10万	±0.8	2	500—1000
详　　查	1：5万	±0.4—±0.8	1—2	200—500
	1：2.5万	±0.2—±0.4	0.5—1	100—200
	1：10000 1：5000 1：2000 1：500	±0.04—±0.2	0.1—1.0	50—100 25—50 10—20 2—5

测量中，要作到这一点是很困难的，所以，常常采用建立基点网的办法，对测点的观测结果进行零点改正。因此，野外重力测量，一般都是从建立一个完整的基点网开始。

（一）基点网的敷设：

所谓基点网，就是在测区内选择一系列的点，构成一个控制网。对这个控制网上各点的重力值，同时用一台或几台精度较高的仪器，在短时间内进行重复观测，并求出各控制点（基点）相对于总基点的重力差。用来控制普通（测点）的观测精度。

基点通常选择在地基稳固、交通方便，附近没有震源、标志明显的地方。

当测区面积较大时，可建立两级基点网（控制基点网和辅助基点网）。控制基点网的密度应根据辅助基点网的观测方法而定。辅助基点网的密度应保证在普通网的观测中，短时间（不超过仪器的线性零点位移时间）能够很方便的闭合到另一基点上。

当测区面积不大时，可建立一级基点网，其密度要求与上述辅助基点网相同，在小面积详查时，可只用一个基点控制，它可

以是原来普查时的基点，也可以是在异常附近另设的基点（应尽量和普查基点连测）。

在普查工作中，如遇有特殊地形或扩大少量测区时，可在原基点网的基础上支出少数几个基点，但不允许在支出的基点上再支出基点。

基点网的作用是控制普通网的观测精度，减少误差积累，同时，可用来检查仪器的零点位移情况，确定合适的零点改正系数。因此，对于基点网的精度要求比普通网的精度要高（一般高1—2倍）控制基点网的精度也要比辅助基点网高一些。所以，建立基点网时，必须采取一些必要的措施。

（二）基点网的观测方法：

1．常用的几种基点网观测方法：

（1）三程循环重复观测法，也称小循环观测法，其观测次序为：1、2、1、2；2、3、2、3；………；n－1、n、n－1、n。

（2）双程往返重复观测法：其观测次序为：1、2、3、……、n；n、n－1、……、3、2、1。

（3）双程单向重复观测法：其观测次序为：1、2、3、……、n；1、2、3、……、n。常用于闭合在同一基点上的闭合圈的观测。

此外，还有由上述方法的变化引伸出来的方法，这里不一一细述（请参阅重力勘探手册）。

2．选择观测方法的原则：

基点网的观测方法，应根据基点网设计的精度要求，仪器的性能，工区的具体情况合理的选择。

基点网的连测，当仪器的零点变化线性关系相差时，采用三程循环重复观测法，当仪器零点变化线性关系较好时，可采用双程往返重复观测法或双程单向重复观测法。

专门剖面的基点连测，尽量采用闭合圈的方式。当剖面较长不能闭合时，应进行两次或两次以上的独立观测；当剖面较长而精度要求较低时，可只进行一次独立观测。

3．保证观测精度的措施：

（1）要同时利用一台或几台精度较高的仪器采用重复观测的方法进行连测。

（2）观测路线应按封闭线路进行（称为闭合环）（参看图1—22），每个闭合环的观测时间不宜过长（一般要求3—4小时），以便按线性关系校正仪器零点位移。

（3）如有几个闭合圈，每个闭合圈至少要包括相邻闭合圈的1—3个基点，每个闭合圈必须连成一个统一系统，且和绝对重力点连起来。

（4）连测时应利用迅速而平稳的运输工具运送仪器，以免仪器受震，破坏仪器的零点位移规律，同时可缩短往返时间。

（5）连测结果应按波波夫平差法进行平差。

基点网一般应在普通网测量之前一次建立，如有特殊困难，可分2—3次进行。

当工区面积很小或交通特别困难或沿弧立路线进行测量时，可不建立基点网，但必须采取相应的方法和措施，检查和控制仪器的零点位移，保证观测精度。

基点网观测结果的资料整理和质量评价见下一节。

五、普通网的敷设与观测方法

（一）普通网的敷设：

通常由地形测量组根据设计把测线测点布置在地面上，并准确的测出测点的座标位置，高程及周围地形起伏，以便进行正常校正，高度校正和地形校正。一般测线是互相平行，间隔相等的直线。如地质体呈等轴状，则测网呈正方格状均匀分布于测区，如地质体或已知异常呈非等轴状，则测线垂直其长轴方向，测网呈矩形。当地质体或已知异常的走向改变较大时，测线方向应随之改变（但不宜改变过频）。当地质体具有不同走向时，测线应垂直其总的平均走向或主要勘探对象的走向，必要时可布正方形测网。在预查及普查中，一般线距不大于最小有意义矿体长轴方向的长度，点距应保证在测线上至少有三个点反映异常。在详查



中，测线测点的分布应足以反映重力场的全部有意义的特征和细节，通常线距应保证有3—5条测线通过勘探对象，点距应保证剖面曲线足够圆滑。

（二）普通网的观测方法：

测点的观测，一般采用单程观测法，即从某一基点开始，在仪器的零点位移线性时间内闭合于起始基点或另一基点上。如图1—17所示。

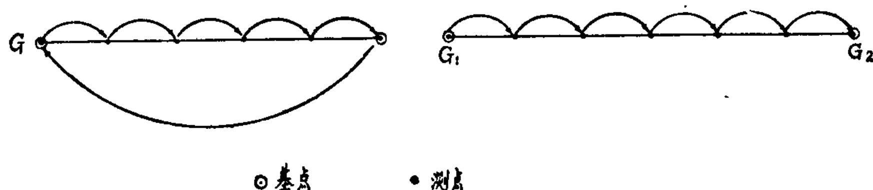


图 1—17 普通测点的观测方法

精测剖面的观测应尽量利用面积性工作的基点，当剖面的长度不大时，为了提高精度，应尽量只用一个基点。

当仪器的零点位移呈非线性时，可采用部分重复或全部重复观测法。

（三）测点观测结果的质量检查与评价：

为了检验和评价普通点上观测结果的可靠性，应进行一定数量的检查观测。质量检查工作应随野外工作的进展经常进行，以便及时发现问题和解决问题。检查点应均匀分布全测区，检查点的数量通常为原始工作量的10—20%（异常识别和突变点的检查工作量不包括在内），当测区面积较大时，检查工作量可适当减少，但不得少于3%；当测区面积较小时，检查点数应不少于30个点。检查工作应遵循一同三不同（一同是同点位、三不同是不同时间、不同人，不同仪器）的原则。

根据原始观测和检查观测结果，评价测点的观测精度，通常用均方误差表示。

当同一测点的观测次数只有两次时，均方误差计算公式为：

$$\varepsilon_{观} = \pm\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\delta_i^2}{2n}} \qquad (1.43)$$

式中　δ_i——第 i 点原始观测值与检查观测值之差；

　　　n——检查点数。

当同一测点的观测次数多于两次时，均方误差的计算公式为：

$$\varepsilon_{观} = \pm\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m}V_i^2}{m-n}} \qquad (1.44)$$

式中　V_i——检查点上各次观测值与该点上各次观测值平均数之差；

　　　n——检查点数；

　　　m——总观测总数。

计算均方误差时，不同工区、不同比例尺，不同性质的工作，应分别计算。同一工区不同地段的精度不一致时，亦应分别计算。在检查结果中，$\frac{\delta_i}{2}$或V_i超过三倍均方误差者，可不参与精度计算，但其数目不得超过总检查量的1%。

第四节　观测结果的整理

重力仪野外观测结果，只是仪器在各点上的读数，这些读数除反映各点间重力值的变化外，还将包括仪器的零点位移和其它各种干扰。因此，要想得到各点间真正的重力变化值，必须消除这些干扰因素的影响。

一、基点网观测结果的整理

（一）双程往返重复观测结果的整理：

通常都采用作图法。首先以时间为横座标，以观测值为纵座



标，将一次独立观测中相应各点的往、返程观测值之差，绘于方格厘米纸上，并将同一点上前、后两次观测所相应的座标点用直线段连结起来，即得各点上零点位移线段。根据这些零点位移线段总的变化趋势，作出一条反映仪器在整个观测时间内的零点位移线R，根据R线求出零点改正系数，进而求出零点改正值。

1. 当一系列零点位移线段相互平行（说明仪器零点位移与时间成正比）或基本上相互平行时，可取其中任意一条线段作为零点位移线R，如图1—18所示。

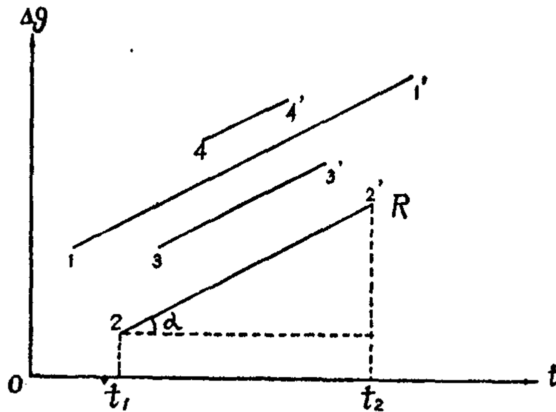


图 1—18 双程往返重复观测（线性）零点位移图

R——零点位移线

如以2—2′线段为零点位移线R，则零点改正系数：

$$K=\frac{-C(S_2-S_1)}{t_2-t_1} \tag{1.45}$$

式中 K——零点改正系数；

C——重力仪的格值；

S_1、S_2——某点第一次与第二次读数；

t_1、t_2——某点第一次与第二次读数时间。

零点改正系数K求出之后，可按下式计算零点改正值：

$$\delta g_i=K(t_i-t_0) \tag{1.46}$$

式中 t_i——校正点的观测时间；

t_0——起始点的观测时间。

2．当一系列零点位移线段不平行（即斜率不相等）时，如图1—19所示，零点位移线R的绘制如图1—20所示：

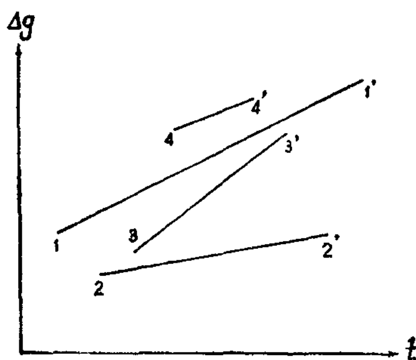


图 1—19 双程往返重复观测（非线性）零点位移图

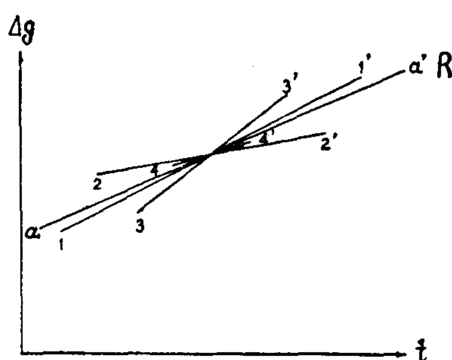


图 1—20 零点位移线R的绘制

将各直线段的中点平移到某一直线段的中点上，然后取其中一条或另划一条具有代表性的直线a—a′，作为零点位移线R，并求出零点改正系数K，进行零点改正（方法同上）。

（二）双程单向重复观测结果的整理：

基本与上述（双程往返重复观测结果的整理）相同，不再重述。

（三）三程循环重复观测结果的整理：

同上述方法一样，以时间为横座标，以观测值为纵座标。以各点读数的首数为纵座标的起算点，将各点的尾数绘到方格厘米纸上，然后将同一测点的前后两次读数用直线段连结起来，即得仪器在各点的零点位移线段，如图1—21所示。

各点间的尾数差可用作图方法直接求出。如1、2、两点间的重力差，可从实测点“2”向相邻点的零点位移线段1—1′引平行于纵座标的直线并和该线段相交，量取交点和实测点间的距离ΔS_w。同样，从“1′”点向线段2—2′引平行纵座标的直线和

该线相交。量取交点至"1′"点间的距离 $\Delta S'_w$。取平均值即得尾数差

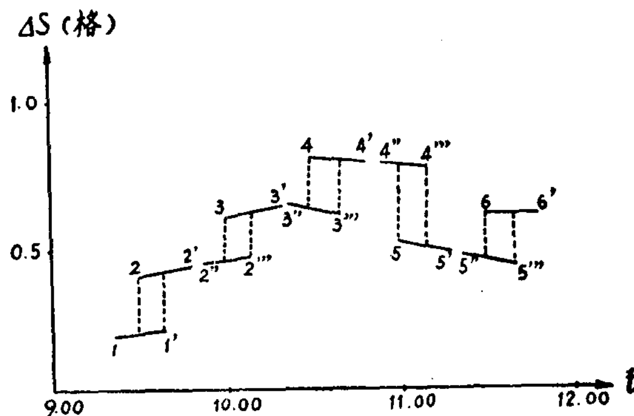


图 1—21　三程循环重复观测零点位移图

$$\overline{\Delta S_w}=\frac{\Delta S_w+\Delta S'_w}{2} \qquad (1.47)$$

将尾数差和首数差 ΔS_h 相加得到两点间的读数差

$$\Delta S=\Delta S_h+\overline{\Delta S_w} \qquad (1.48)$$

读数差乘以格值即为两点间的重力差

$$\Delta g=C\Delta S \qquad (1.49)$$

其实，双程重复观测，同样也可以用作图法直接求出，比计算法更为方便。

如在图上发现某点的零点位移线段反常，可删去该点，重新观测。

（四）基点网平差

基点网是由一个或几个闭合环组成的，每一环连测结果，经零点改正之后，各点间的重力差在理论上应满足下述关系：

$$\Sigma\Delta g_{i,i+1}=0 \qquad (1.50)$$

但由于零点改正的近似性及观测过程中偶然误差的存在，事实上（1—50）式得不到满足，因此，必须对各点间的重力差进

行调整，使上式得到满足，这个过程称为基点网的平差。

基点网平差，通常采用波波夫多边形平差法。现结合实例说明基点网平差方法：

（一）绘基点网分布示意图，如图1—22，并在各边上标出重力增量值及方向（图中箭头指向重力减小的方向）。

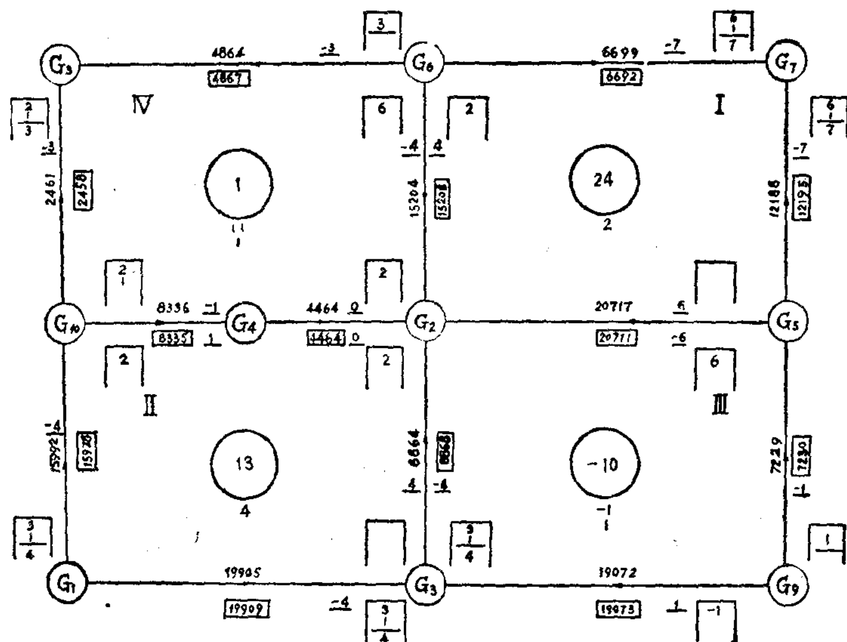


图 1—22 重力基点网平差图

（二）按下式求出各闭合圈的闭合差：

$$M = \Sigma\Delta g_{顺} - \Sigma\Delta g_{逆} \qquad (1.51)$$

式中 $\Sigma\Delta g_{顺}$——箭头为顺时针方向各边上的重力增量之和；

$\Sigma\Delta g_{逆}$——箭头为逆时针方向各边上的重力增量之和。

将所得闭合差连同其符号填入该闭合圈中间的小圆圈内，例如Ⅲ闭合圈之闭合差为：

$$M = (8864 + 19072) - (20717 + 7229) = -10$$



（三）确定各边的误差分配系数：

在金属矿重力勘探中，一般工区范围较小，为便于计算，通常在建立基点网时，都设法使各边的精度大致相等，即各边的观测次数及所包括的中间基点数相等，称为各边重力增量的权相等（或称等权），故各边的误差分配系数为

$$K_i = \frac{1}{m} \tag{1.52}$$

式中m为该闭合圈的边数。

（四）平差：

平差工作一般由闭合差最大的一环开始。用圈内各边的误差分配系数K乘上该圈的闭合差，即得相应边的误差分配值 ΔM，将各边的误差分配值连同符号填入相应边外测的小方框内。分配值最小为1微伽，余数可分配到非公共边或精度较低（如两次独立增量的差值较大者）的边上。

例中，从闭合差最大的Ⅰ环开始平差，因各边为等权，故每边的误差分配系数相等。

$$K = \frac{1}{4} = 0.25$$

每边的误差分配值为：

$\Delta M = 0.25 \times 24 = 6$，将此值填入圈外的小方框内。

一圈平差完毕后，再按同样的方法进行其它各圈的平差工作。此时应将该圈的闭合差加上由相邻圈分配来的误差分配值，构成有效闭合差，再行分配。

例中，Ⅲ圈平差时，因相邻的Ⅰ、Ⅱ圈已分配完，分配到Ⅲ圈的误差分配值共为 $6+3=9$，故Ⅲ圈的有效闭合差为 $-10+9=-1$。

待每圈分配完一遍后，再开始第二遍，如此直至闭合差等于零为止。最后求出各边小方框内误差分配值的代数和。例中G_5—G_7也为7（6+1）。

（五）求各边的重力增量的改正值：

对于非公共边，改正值等于各边小方框中误差分配值的代数和反号。例中 G_5—G_7 边的改正值为（−7）。

对于公共边，改正值等于圈外小方框内的代数和反号后加上圈内小方框中的代数和。例中第Ⅰ圈之 G_6—G_2 边的改正值为 −6+2=−4。

将改正值写在圈外侧，数字下面加一横线。

（六）求改正后各边的重力增量：

对于箭头为顺时针方向的边，圈外改正值加上平差前的重力增量值，即得该边的改正后的重力增量值。

对于箭头为逆时针方向的边，圈外改正值反号后加上平差前的重力增量值，即得该边的改正后的重力增量值。

例如 G_5—G_2 边，在Ⅰ圈中为顺时针方向，所以“20717”加上圈外改正值“−6”得“20711”。在Ⅲ圈中为逆时针方向，所以圈外改正值“6”反号后加上“20717”也得“20711”。将此改正后的重力增量值加框表示。改正后各边的重力增量值的符号，仍由相应边的箭头方向决定。

（七）验算：

平差计算结束后，对平差结果进行验算，其标准是：

1．各圈改正后重力增量的闭合差等于零；

2．每圈各边改正值的代数和与该圈原来的闭合差数值相等，而符号相反；

3．两圈公共边的改正值，数值相同而符号相反。

（八）质量评价：

1．控制基点网观测精度用下式衡量：

$$\varepsilon_{控基}=\pm\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m}V_i^2}{s}} \tag{1.53}$$

或

$$\varepsilon_{控基}=\pm\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m}V_i^2}{m-n}} \tag{1.54}$$

控制基点网平差后精度用下式衡量：

$$\varepsilon_{控平}=\pm\sqrt{\frac{n}{m}}\cdot\varepsilon_{控基} \tag{1.55}$$

上述各式中；V_i 为各边的改正值；m为基点网的边数；n为基点总数减1；s为闭合圈数（s＝m－n）。

$\varepsilon_{控平}$ 是衡量控制基点网观测质量的主要依据。

例中 $\sum_{i=1}^{m}V_i^2=219$，m＝13，n＝9，S＝m－n＝4，

$$\varepsilon_{控基}=\pm\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m}V_i^2}{s}}=\pm\sqrt{\frac{219}{4}}=\pm7(微伽)$$

平差后均方误差为：

$$\varepsilon_{控平}=\pm\sqrt{\frac{n}{m}}\cdot\varepsilon_{控基}=\pm\sqrt{\frac{9}{13}}\times7=\pm6(微伽)$$

2．辅助基点网精度的评价

用双程往返重复观测法或三程循环重复观测法，从一个控制基点出发，建立若干个辅助基点后，闭合于另一个控制基点，作为辅助基点网的一个边。如果辅助基点网共有x个边；各边的闭合差为 Δ_i；各边上有 m_i 个独立闭合段（在一次计算零点位移范围之内所完成的观测地段算为一个独立闭合段），则辅助基点网的观测精度可用下式衡量（未平差）：

$$\varepsilon_{辅基}=\pm\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m}\frac{\Delta_i}{m_i}}{n}} \tag{1.56}$$

平差后的精度可按（1.55）式计算。

二、普通点观测结果的整理

重力仪在各测点上观测所获得的数据，除反映各测点之间的重力变化以外，还包括仪器的零点位移及温度和重力日变等的影响，要获得各测点的真实重力差值，必须消除这些干扰因素的影响，这一过程，称为重力仪观测数据的整理，其步骤是：

（一）计算各测点相对于起始基点的重力差：

首先计算每个测点相对于该闭合段内起始基点的读数差，然后乘上仪器的格值，即

$$\Delta g = C \cdot \Delta S \tag{1.57}$$

（二）求混合零点改正值：

重力仪观测结果中的零点位移和温度及日变的影响，通常混合在一起考虑，称为混合零点位移，把消除这一影响的过程，称之为混合零点改正。

重力观测结果的混合零点改正，根据观测方法的不同而不同。

1．闭合于同一基点的单次观测：

混合零点改正系数按下式确定：

$$K = \frac{-C(S'_G - S_G)}{t'_G - t_G} \tag{1.58}$$

式中：

S_G、S'_G——基点上起始读数与第二次读数；

t_G、t'_G——基点上起始读数时间与第二次读数时间。

若第 i 个测点的读数时间为 t_i，则该点的零点改正值为：

$$\delta g_i = K(t_i - t_G) \tag{1.59}$$

2．闭合于另一基点的单次观测：

混合零点改正系数按下式确定：

$$K = \frac{-[C(S_{G_2} - S_{G_1}) - (G_{o_2} - G_{o_1})]}{t_{G_2} - t_{G_1}} \tag{1.60}$$

式中：

S_{G_1}、S_{G_2}——分别为基点 G_1、G_2 上的读数；

G_{o_1}、G_{o_2}——分别为基点 G_1、G_2 相对于总基点的重力差值（求基点网连测平差后求得）。

t_{G_1}、t_{G_2}——分别为基点 G_1、G_2 上读数时间。

若第 i 个测点的观测时间为 t_i，则该点的零点改正值为：

$$\delta g_i = K(t_i - t_{G_1}) \tag{1.61}$$

也可以画出零点位移线，在图上直接取 δg_i，更为方便。

（三）计算各测点相对于起始基点的重力差：

计算公式为：

$$\Delta g_{i \cdot G_1} = C \cdot (S_i - S_{G_1}) + \delta g_i \quad (1.62)$$

式中 S_i——第 i 号点上仪器的读数；

δg_i——第 i 号点的零点改正值。

（四）计算各测点相对总基点的重力差值：

若起始基点不是总基点时，还应计算各测点相对于总基点的重力差值。计算公式是：

$$\Delta g_i = C \cdot (S_i - S_{G_1}) + \delta g_i + \Delta g_{总} \quad (1.63)$$

式中 $\Delta g_{总}$——闭合段内起始基点 G_1 相对总基点的重力差值。

第五节 观测结果的各项外部改正

重力仪观测结果，经过混合零点改正之后所得到的各测点相对于总基点的重力差值，除了地壳内部岩石密度不均匀的影响之外，还包括测点周围地形起伏的影响，中间层的影响、测点高度及纬度变化的影响，因此，欲得到反映，由地壳内部岩石密度不均匀所引起的重力异常，还必须设法消除这些影响，称为重力仪观测结果的外部改正（校正）。

一、纬度改正及其精度的计算

在第一节里讨论正常重力公式时，讲过地球的正常重力值是随纬度的变化而变化的。因此，当测点的纬度不同时，即使其它条件完全一样，实测重力值也会发生变化，消除由于测点纬度变化所引起的重力变化，称为纬度改正或正常改正。其改正方法如下：

将（1.15）式对 φ 微分，可得正常重力场随纬度的变化关系：

$$\delta g = 978.0318 \times 0.0053024 \sin 2\varphi d\varphi \text{（伽）} \quad (1.64)$$

（上式只取了微分后的第一项）

当测区范围很小时，可根据图 1—23 的关系，将 $d\varphi$ 换成地

球半径与纬向（南北向）距离的关系：

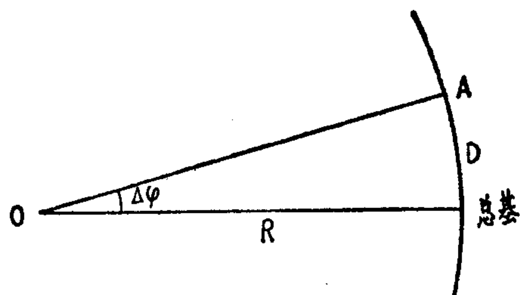


图 1—23　纬度差Δφ与地面距离D的关系

$$d\varphi=\frac{D}{R}$$

以地球的平均半径R＝6367公里代入（1.64）式，并写成有限量，得

$$\Delta g=0.814\sin 2\varphi\cdot D \qquad (1.65)$$

式中 Δg 以毫伽为单位，D以公里为单位。根据(1.65)式，纬度改正公式为：

$$\Delta g=-0.814\sin 2\varphi\cdot D \qquad (1.66)$$

计算时，φ 取测区的平均纬度，D为测点到总基点的纬向距离；对于北半球，当测点位于总基点以北时，D取正号；测点位于总基点以南时，D取负号。

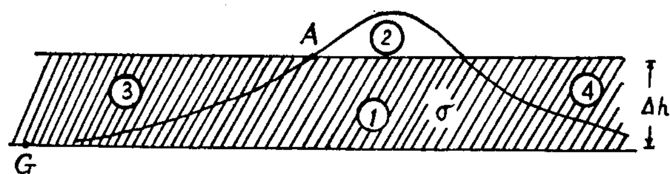
纬度改正精度按下式计算：

$$\varepsilon_{纬}=\pm 0.814\sin 2\varphi\cdot\varepsilon_D \qquad (1.67)$$

式中 ε_D 为D的均方误差。在实际工作中，常以测点的点位均方误差代替。因此，纬度改正的精度主要取决于点位测量的精度。例如：在北纬45°地区，D的测量误差为10米时，可使纬度改正产生±0.008毫伽的误差。如果要求纬度改正的误差不超过±0.01毫伽时，D的测量误差不能超过12米。

二、地形改正及其精度的计算：

假如重力测点A周围地形起伏如图1—24。



G：基点　　　　　　　　　　　　A：测点

图 1—24　测点周围的地形影响

由于重力测量是观测重力场的垂直分量，因此，高出测点A平面以上的多余部分2，对A点有一个向上的引力，使重力值减小；而低于测点A平面以下的不足部分3和4，因缺失一块质量，同样使A点的重力值减小。因此，地形改正就是将高于测点A平面以上的多余部分削去，把A点平面以下的不足部分填平，通过这一削平和补充，使校正后的情况成为图1—24中的虚影所示，即相当于使A点平面以上无物质，A点平面以下（测点A与基点G之间）完全被物质所充填，形成一个无限大的中间物质层，从而消除地形起伏对重力观测结果的影响。因为地形起伏（无论是高出测点的多余部分还是低于测点的不足部分）都使测点的重力观测值减小。所以，地形改正值的符号永远为正。

地形改正可分为近区（0—20米）、中区（20—200米）、远区（200米以远）三个区段。

（一）近区改正：

近区改正通常根据设计书中对地改精度的要求，借助于特制的量板、采用实测高程或大比例尺地形图（1/500—1/2000）进行计算。

1．量板的制作：

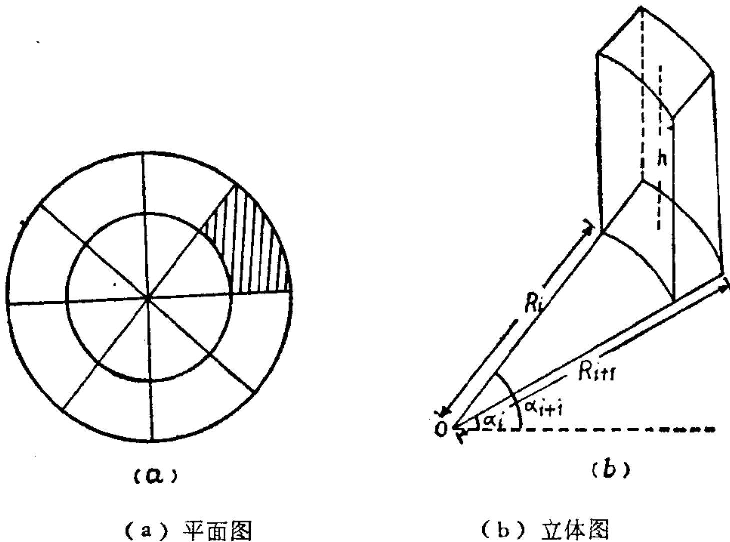
首先将测点周围的地形按照下述方法进行划分：以测点为圆心，以不同的R_i为半径，划分成许多同心圆层，然后再通过A点作n个夹角相等的放射线，将测点周围分割成高为h_i的许多扇形柱体，如图1—25。

若上述扇形柱体其密度为σ的话，每个扇形柱体对O点的引

力是：

$$\delta g=\frac{2\pi f\sigma}{n}\left(\sqrt{R_i^2+h_i^2}+R_{i+1}-\sqrt{R_{i+1}^2+h_i^2}-R_i\right)$$

(1.68)



(a) 平面图　　　　(b) 立体图

图 1—25　测点周围地形的划分

为计算方便，可给定n、R_i及R_{i+1}，再以不同的h值代入(1.68)式，即可得到与h相对应的δg值，最后将h与δg的对应关系用图板（见图1—26所示）表示出来。

地形改正量板是由绘在透明纸上的许多同心圆环和放射线组成的，其比例尺与所选用的测区地形图的比例尺相同，同心圆的半径分别为2、10、20、50、100、200米……；放射线把半径为2—10米的地带划分成4等分，把半径为10—20，20—50，50—100，100—200米的地带划分成8等分，把半径为200米以远的地带划分成16等分，图1—27所示为量板的中央部位。

3．量板的使用

（1）将工区测网展绘在地形图上；

（2）将地形改正量板扣合在地形图上，使其圆心与测点重

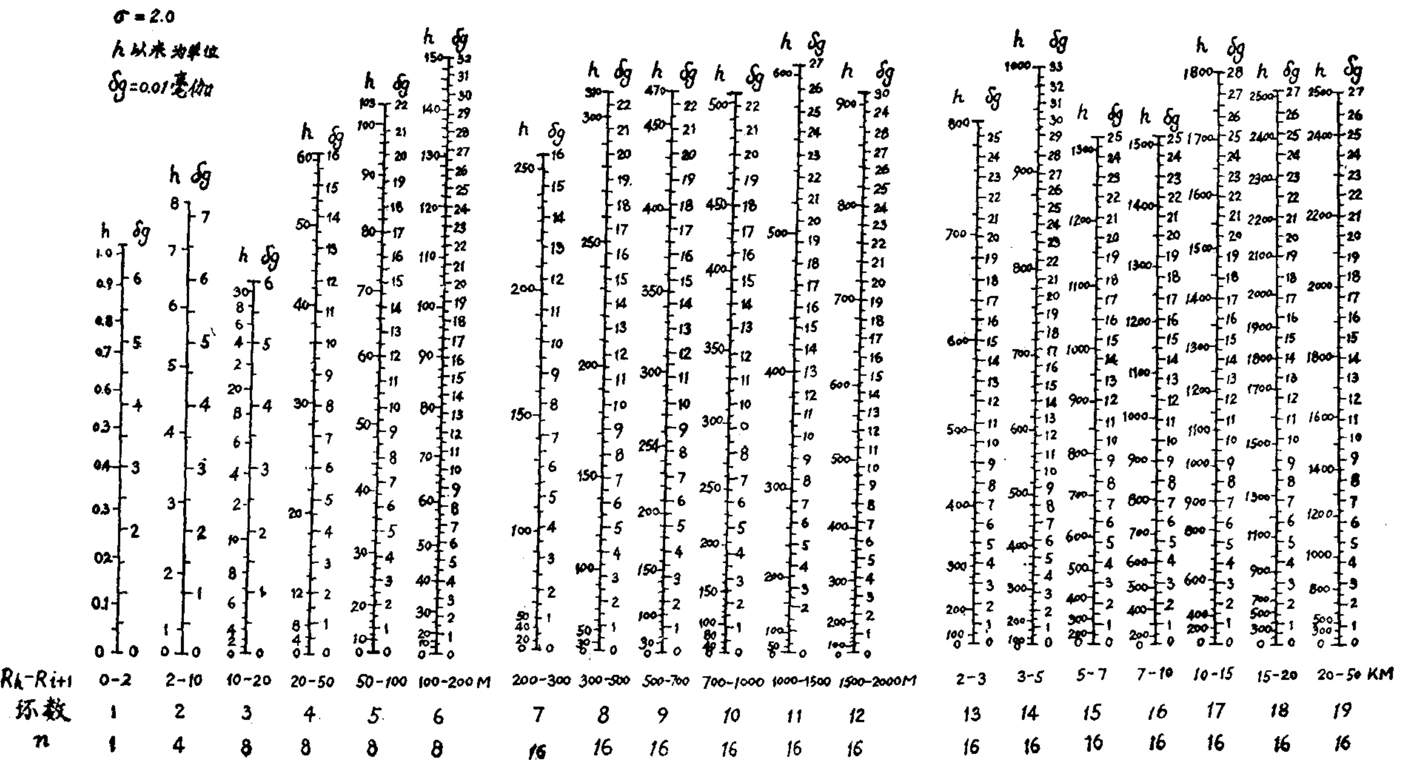

σ = 2.0
h 以米为单位
δg=0.01毫伽
Rk-Ri+1 0-2 2-10 10-20 20-50 50-100 100-200 M 200-300 300-500 500-700 700-1000 1000-1500 1500-2000M 2-3 3-5 5-7 7-10 10-15 15-20 20-50 KM
环数 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19
n 1 4 8 8 8 8 16 16 16 16 16 16 16 16 16 16 16 16 16

图 1—26 地形改正图板

合，利用地形图的等高线读出量板各环内每一扇形块的平均高程。

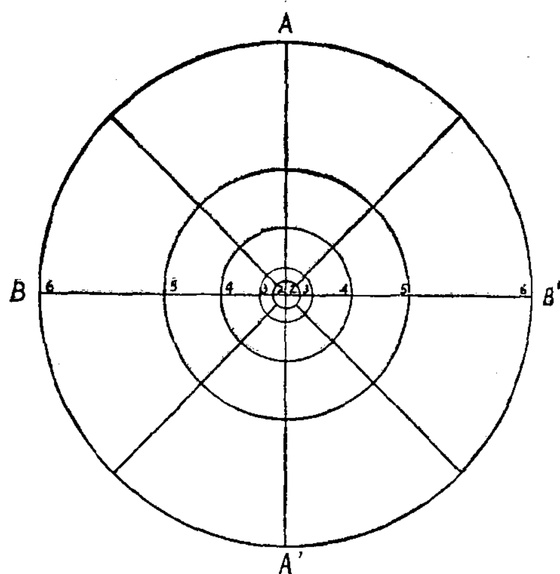


图 1—27　地形改正量板

（3）计算每一扇形块平均高程与测点高程之差（每个扇形平均高程减去量板中心高程），并以“$\Delta h-\delta g$”图板（图1—26）或附表上查出相应的地形改正值$\delta g_{地}$。

（4）计算各环扇形柱体地形改正值之总和$\Sigma\delta g_{地}$（图板上的$\delta g_{地}$以0.01毫伽为单位）。

（5）“$\Delta h-\delta g$”图板制作时，是假定岩石密度为2.0克/厘米³，如实际密度为σ，则地形改正值应为：

$$\Delta g_{地}=\Sigma\delta g_{地}\times\frac{\sigma}{2.0} \tag{1.69}$$

4．简易地形改正仪

为了提高工作效率，减少计算，也常用简易地形改正仪直接读出地形改正值，其原理和方法如下：

根据（1.69）式，当地形改正半径确定之后，地形改正值δg仅与扇形柱体的平均高度h有关，而h与地形倾角i存在着简单

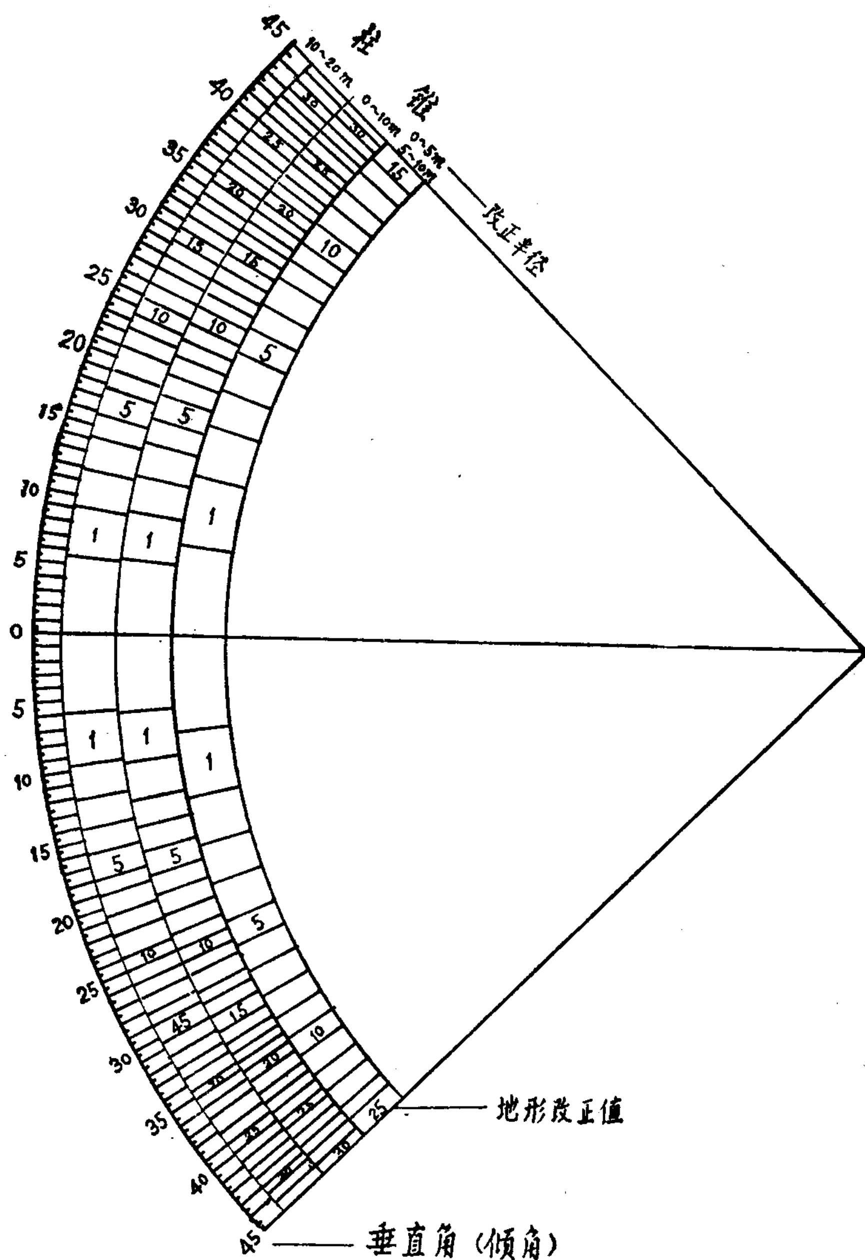


图 1—28　简易地形改正仪的读数盘

关系，（即 $h=Rtgi$），因此，测出地形倾角 i 之后，便可求得相应的地形改正值。

给定不同的 i 值，求得相应的 δg 值，并把 δg 值直接写在相应的倾角 i 上，便可制成地形改正仪的读数盘，如图 1—26 所示。读数盘是用扇形柱体公式和锥形公式计算了地形改正值。

将读数盘装在一根 1—1.5 米高的标杆上，标杆底部按装上方位盘，便制成了地形改正仪。如图 1—29 所示。

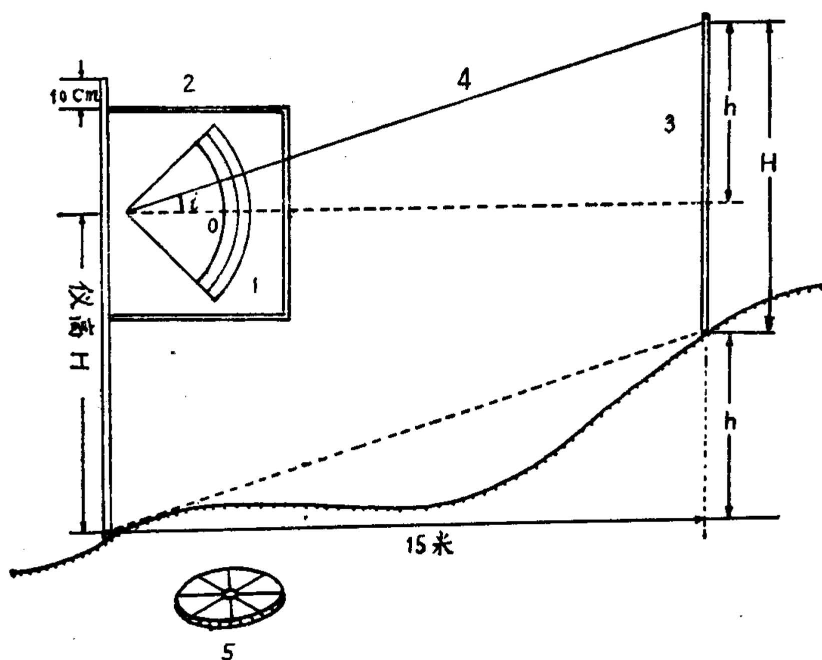


图 1—29　简易地形改正仪

1—读数盘（约 30×50×2cm 的木板制成）；2—水准器；3—测棒；4—测绳（约 50 米）；5—方位盘

地形改正仪的使用方法：

（1）将方位盘置于测点上，使其中心小孔对准测点，并使其中一条射线对准测线方向；

（2）将标杆下端置于方位盘的中心小圆孔中，并使读数盘对准一个方位；

（3）掌握测棒的人根据方位盘所指示的方向及测绳标明的距离，将测棒置于一定位置上，通常测棒置于改正地段的中点，如求10—20米范围内的地形改正值时，将测棒置于距离测点15米的地方，地形复杂时，为使测棒所在位置能代表该地段的平均高度或平均坡度，可前后左右适当移动。

（4）测绳一端放在读数盘中心，另一端放在测棒上端（两端离地表高度相等），拉紧测绳，调读数盘上的水准器居中，读取地形改正值。（以微伽为单位）

（5）将各方位地形改正值相加，即得该测点的地形改正值。（读数盘也是假定 $\sigma=2$ 克/厘米³制作的，使用时，应按实际岩石密度加以改正）

当地形复杂时，0—10米范围内的地形改正可分作0—5米和5—10米两环进行，以提高改正精度。

当地形很坏，10—20米范围内地形的平均倾角无法在测站求出时，可通过转站测出地形的平均倾角或高差。如图1—30所示。

图中：

$$\Delta h=r_1\,tg\,\theta_1-r_2\,ctg\,\theta_2 \qquad (1.70)$$

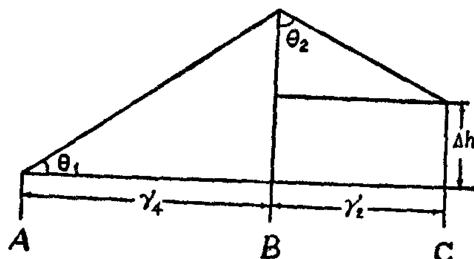


图 1—30　转站测量

A—测点；B—转站点；C—照准点

（二）中区改正（20—200米），应采用1/1000—1/10000的地形图，数取各扇形区域的平均高程和测点的高程，其方法同近区改正。

（三）远区改正（200米以远）。因远区地形对相邻测点的影响相差不大，所以可以选择一部分测点，进行地形改正，其余的测点的改正值用“内插法”求得。

从地形改正“$\Delta h-\delta g$”图板中可见，近区影响较远区大的多，因此，在地形改正中要特别注意近区的影响。

地形改正工作应进行质量评价，检查点应均匀分布全区，检查量应为总点数的3—5%。

地形改正精度用下式计算：

$$\varepsilon_{地形} = \pm\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m}\delta_i^2}{2n}} \quad (1.71)$$

式中 δ_i ——第 i 点原始地形改正值与检查地形改正值之差；

n ——检查点数。

三、中间层改正

根据图1—24，测点A上的重力观测值，经过地形改正之后，相当于测点A与基点G之间被厚度为Δh的无限大物质层所充填，因此，测点A与基点G相比，就多了一层物质的影响，消除这种影响的工作，称为中间层改正。

一个厚度为Δh，密度为σ的无限大水平物质层对其外部空间任意一点所产生的重力值为：

$$\Delta g = 2\pi f\sigma \cdot \Delta h \quad (1.72)$$

若Δh以米为单位，Δg以毫伽为单位，则

$$\Delta g = 0.0419\sigma\Delta h \text{毫伽} \quad (1.73)$$

故中间层改正值为：

$$\Delta g_{中} = -0.0419\sigma\Delta h \text{毫伽} \quad (1.74)$$

式中Δh为测点与总基点的高程差，当测点高于总基点时，Δh取正号；低于总基点时，Δh取负号。

四、高度改正

根据图1—24，测点A上的重力观测值经地形改正和中间层改正之后，测点A仍在距总基点G垂直高度为Δh的剖面上。由于各测点距地质体的远近不一，距地心的远近不同，会使重力发生变化。但由于地质体的大小，位置、形状及密度等都是未知的，所以，无法估计重力的变化值。因而，高度改正也只能改正正常重力值随高度变化的影响。

根据万有引力定律，正常重力场场强的大小基本上是同某一

点到地心距离的平方成反比，即

$$g=\frac{C}{R^2} \tag{1.76}$$

式中　C——某一常数；

R——大地水准面上，某点到地心距离。

将上式就R微分，便得正常重力值随R的变化率：

$$\frac{\partial g}{\partial R}=-\frac{2C}{R^3}=-\frac{2g}{R} \tag{1.77}$$

以R＝6367公里，g＝980伽代入上式，则

$$\frac{\partial g}{\partial R}=-0.308\text{毫伽/米} \tag{1.78}$$

当测点与总基点的高差为Δh时，其高度改正值为：

$$\Delta g_{高}=0.308\cdot\Delta h\text{毫伽} \tag{1.79}$$

当测点高于总基点时，Δh取正号，低于总基点时，取负号。

由（1.74）式和（1.79）式可看出，中间层改正和高度改正均与Δh有关，故这两项改正常同时进行，称为布伽改正，布伽改正后的异常，称为布伽异常。

$$\Delta g_{布}=\Delta g_{高}-\Delta g_{中}=(0.3080-0.0419\sigma)\Delta h\text{毫伽} \tag{1.80}$$

布伽改正均方误差，用下式衡量：

$$\varepsilon_{布}=\pm\sqrt{(0.308-0.0419\sigma)^2\varepsilon_h^2+(0.0419\Delta h)^2\varepsilon_\sigma^2} \tag{1.81}$$

式中　ε_h——高程测量的均方误差；

ε_σ——所取中间层密度的均方误差；

Δh——测点和总基点的高差，在实际研究局部异常时，Δh可取测区内最大高差即可。

五、重力异常的图示：

重力测量结果，计算出每个测点相对于总基点的重力差值后，经过上述各项改正，便得到了各测点的重力异常值，称为布伽重力异常。但这些只是单个测点上的异常数值，为了使异常的分布和变化规律能够一目了然，便于进行地质解释和推断，总是将它

们绘成各种形式的重力异常图。

重力异常图主要是平面图和剖面图。

重力异常平面图：

可清楚的反映出测区内重力场的变化规律，是重力勘探的基本图件，它的作法是：按照一定的比例尺将测点展在图纸上，在测点的旁边注上重力异常值，然后按照线性内插法，用光滑的曲线把异常值相同的点连结起来，即得重力异常平面图。

用布伽重力异常值所作的图，称为布伽重力异常平面图。再经区域校正后的成果所作的图，称为剩余重力异常平面图。为便于与地质图作对比，也常将重力异常和地质图绘在一起，称为地质重力异常综合平面图。

作图比例尺和等值线间距，根据勘探任务和异常强度来确定。通常使图上每平方厘米内有一个测点，等值线间距应是异常均方误差的2.5倍左右，并取整数。当异常强度和梯度较大时，可放大等值线间距。为便于了解异常位置，图上应将主要地形地物和交通干线等画上去。

重力异常剖面图：

它是反映剖面上重力场的变化的，是定性解释和定量解释的重要图件。其作法是：按照一定的比例尺把测点点到横座标轴上，以重力异常值为纵座标，用折线把各点重力异常值连起来，即得重力异常剖面图。

根据布伽重力异常值绘制的，称为布伽重力异常剖面图；根据剩余异常（布伽异常减掉区域异常）绘制的，称为剩余重力异常剖面图，为了便于对比，有时将重力剖面和地质剖面及其它物（化）探剖面绘在一起，称为地质重力综合剖面图。

作图比例尺：应使横座标上每厘米有一个测点，纵座标一厘米代表异常均方误差的2.5倍左右为宜。

六、重力异常精度的评价：

重力异常的精度可由下式确定：

$$\varepsilon_{异}=\pm\sqrt{\varepsilon_{仪}^2+\varepsilon_{地}^2+\varepsilon_{纬}^2+\varepsilon_{布}^2} \qquad (1.82)$$

$\varepsilon_{仪}$、$\varepsilon_{地}$、$\varepsilon_{纬}$、$\varepsilon_{布}$分别为仪器测量精度、地形改正、纬度改正、布伽改正精度。

第六节　重力异常数据的加工处理

通常在对重力异常进行地质解释之前，应对异常数据进行必要的加工处理。因为，我们测得的重力异常往往是某些地质因素影响的叠加，而我们所需要的只是与勘探目的有直接或间接关系的部分，其它都是一些多余的干扰。异常数据的加工处理，主要目的就是划分叠加异常，即从干扰中提取有用异常。

由于干扰因素的来源不同，表现形式和特点也不同，因此，处理方法也不同。

异常数据处理的方法很多，我们只介绍几种简便而常用的方法：

一、异常曲线的圆滑

由于重力测量和各项改正的误差及某些靠近地表局部密度不均匀体的干扰，在重力异常图上往往出现很多突变点。在解释之前或作其它方法处理之前，必须对异常曲线进行圆滑、消除这些无意义的突变点，使异常曲线（剖面曲线和平面等值线）变得连续光滑。

下面介绍几种圆滑方法：

（一）平均法

若重力异常在一定范围内呈线性变化$\left(\frac{\partial g}{\partial s}=常数\right)$，则可以某点为中心，在其周围取若干个点，这些点与中心点（总数为奇数）的重力异常的算术平均值就是圆滑后中心点的重力异常值（趋势值），例如在剖面图上可以取三个点（如图 1—31）所示，则

$$\bar{g}_{(0)}=\frac{1}{3}[g_{(-1)}+g_{(0)}+g_{(1)}] \qquad (1.83)$$

也可以取五个点或七个点。在平面图上，可取五个点或九个

点（如图 1—32 所示）等等。九点圆滑公式为

$$\overline{g}_{(0)}=\frac{1}{9}[g_{(0,0)}+g_{(2,0)}+g_{(1,0)}+g_{(-1,0)}+g_{(-2,0)}+g_{(0,2)}+g_{(0,1)}+g_{(0,-1)}+g_{(0,-2)}] \qquad (1.84)$$

若重力异常的变化不是线性的，则需用最小二乘法处理，这里就不讲了。



图 1—31 三点圆滑法、点的分布

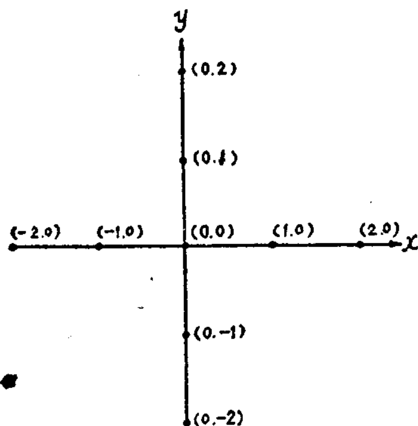


图 1—32 平面九点圆滑法，点的分布

（二）徒手圆滑法：

在电子计算技术还未广泛普及之前，重力异常数据的圆滑工作，还是大量的应用繁杂的手算方法。下面介绍一种简便易行，不需繁杂计算的徒手圆滑法：

徒手圆滑就是由解释人员根据异常曲线的变化规律，遵照下述原则直接画出圆滑曲线：

1．圆滑前后两曲线相应点重力异常的偏差值之平方和为最小。

2．使圆滑前后两曲线与某一水平线所围成的面积不变，面积的重心也不变。

（三）多次线性内插圆滑法：

在绘制重力异常剖面图时，通常是将相邻两点的重力值用直线连结起来，但由于重力测量和各项改正误差及浅部小密度不均匀体的干扰，剖面曲线多呈锯齿状。

多次线性内插圆滑的步骤是：

1．取剖面曲线上两相邻点连线的中点连成新的曲线；

2．再取新曲线上两相邻点连线的中点连成又一新的曲线，如此反复，直到剖面曲线达到所希望的圆滑程度为止，最后用徒

手圆滑的方法，将最后一条剖面曲线连成光滑曲线。

徒手圆滑与线性内插圆滑，似乎缺乏严格的数学依据，在很大程度上取决于圆滑者的主观判断，但方法简便易行，避免了大量的繁杂运算，在一定条件下，得到的结果也不一定差。

二、重力异常的解析延拓

重力异常是随着干扰质量的埋藏深度的变化而变化的，即当叠加异常的干扰质量来自不同深度时，它们随测点高度的变化而增减的速率不同。浅部地质因素所引起的异常比深部地质因素所引起的异常随测点高度的变化具有较高的敏感性。因此，在异常数据的处理中，常用场的空间换算方法，划分不同深度地质体所引起的叠加异常。

由平面上已知重力异常求出较高平面（上半空间）的重力异常，称为重力场的向上延拓。向上延拓后，突出了深部地质体所引起异常，而浅部地质体引起的异常被削弱，甚至消失，有利于深浅两种叠加异常的划分。

图1—33是利用解析延拓方法划分深浅两种地质体所引起的叠加异常的原理图。

图中曲线1是两个质量和埋深相差很大的球体所引起的叠加异常。曲线2是根据叠加异常换算到另一高度后所得的异常。由于浅部小球体的异常随高度变化而衰减的快，所以，在曲线2中小球体的影响基本上已被消除。曲线3是由曲线1减去曲线2所得剩余异常，它相当于图中带有“+”“−”四个部分影响的总和，“+”表示质量剩余，“−”表示质量亏损。通过这种处理后，小球体的异常和位置比处理前反映的更加明显了。

由平面上已知重力异常换算较低平面（下半空间）的重力异常，称为向下延拓。向下延拓的主要目的是从强干扰中提取弱异常，将那些异常细节表现不明显的而有意义的异常突出的表现出来。

重力异常的解析延拓原理和计算方法与磁法勘探相同，不再赘述。

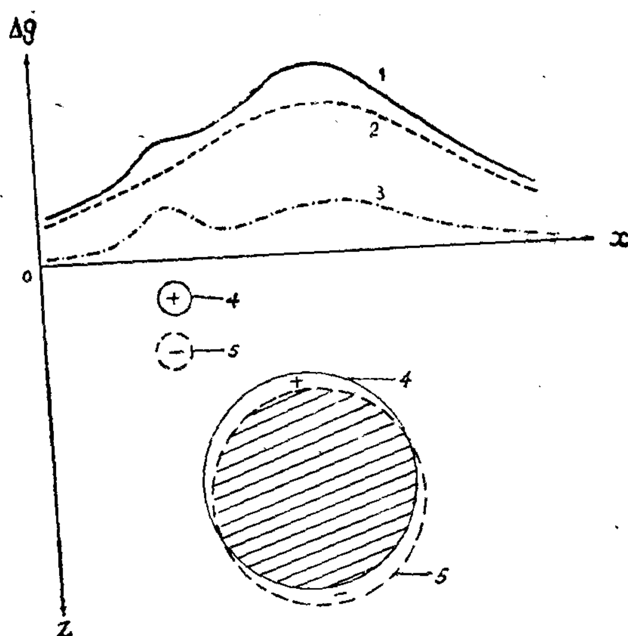


图 1—33 向上延拓划分异常

1—原异常曲线；2—向上延拓后的曲线；3—剩余异常曲线；4—对应曲线 1 的地质体；5—对应曲线 2 的地质体

三、重力高次导数的换算

目前，在重力异常的数据处理中，利用实测异常换算重力高次导数$\left(\frac{\partial g}{\partial z}=g_z\right.$ 或 $\left.\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}=g_{zz}\right)$的方法，得到了广泛的应用，其原因：不仅是因为这种方法具有较完整的理论基础，更重要的是因为这种方法在实践中可以解决某些实际地质问题。

这种方法的作用归结起来有以下几点：

第一、重力高次导数异常能够突出浅部地质因素，而压制区域性的深部地质因素的影响。在一定程度上可以达到不同深度叠加异常的划分。

第二、可以同时将几个互相靠近、埋深相差不大的相邻地质体单独划分出来。

第三、重力高次导数异常具有自己的物理意义，在不同形状地质体上，异常曲线具有不同特征，因此，它有助于异常的分类和解释。因而这种方法可以作为一种区域校正方法，也可以作为一种解释方法。

（一）重力水平梯度（W_{xz}）的计算

根据第一节中重力位函数的讨论可知：

$$W_{xz}=\frac{\partial g}{\partial x} \tag{1.85}$$

若 x 剖面上各点的 g 值为已知，而且重力异常在 x_i—x_{i+1} 范围内的变化是线性的，则 x_i—x_{i+1} 中点的水平梯度为：

$$W_{xz(i+\frac{i}{2})}=\frac{g(x_{i+1})-g(x_i)}{x_{i+1}-x_i} \tag{1.86}$$

上式为用来计算W_{xz}的公式，若W_{xz}的单位是“爱维”(E)、g 的单位是毫伽，x 的单位是米，则上式可写成：

$$W_{xz}=\frac{[g(x_{i+1})-g(x_i)](\text{毫伽})}{x_{i+1}-x_i(\text{米})}\times 10^4\ \text{爱维(E)} \tag{1.87}$$

同理可求W_{yz}。

（二）重力垂向一次导数W'_{zz}的计算

计算公式（推导过程略）为：

1. $$W'_{zz}=g_z=\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{n}[g_{ij}-g(o)]K_{ij} \tag{1.88}$$

式中　g_{ij}——某一小扇形范围（半径为R_i—R_{i+1}，等分角度为 α_j—$\alpha_{j+1}=\frac{2\pi}{n}$）内的重力值；

$g(o)$——计算点的重力值；

K_{ij}——系数，根据给定的 R_i 和 R_{i+1} 及 n 值求得的K_{ij}如表 1—3。

R_i和R_{i+1}的单位是任意的，如果以米为单位，则K的量纲是1/米，计算出 g_z 的单位是毫伽/米。

计算时通常利用如图 1—34 所示量板进行。

表 1—3

环数	R_i	R_{i+1}	$R=\sqrt{R_iR_{i+1}}$	n	$K=\frac{\Delta R}{nR^2}$
0	0	0.1			
1	0.1	0.4	0.20	16	0.470
2	0.4	0.8	0.57	16	0.079
3	0.8	1.4	1.06	16	0.034
4	1.4	2.2	1.76	16	0.016
5	2.2	3.4	2.74	16	0.010
6	3.4	4.8	4.04	16	0.005
7	4.8	6.6	5.63	16	0.004
8	6.6	8.6	7.54	16	0.002
9	8.6	11.6	9.99	16	0.002
10	11.6	15.6	13.54	16	0.001
11	15.6	21.6	18.36	16	0.001

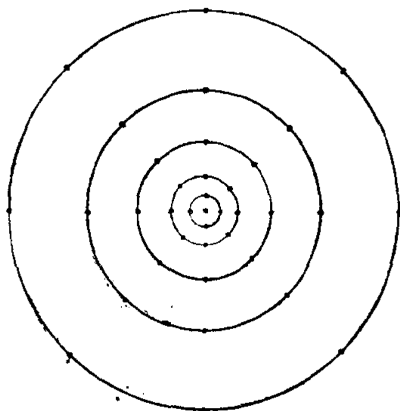


图 1—34 计算 g_z 的量板

2. $$g_z=\sum_{i=0}^{10} g(R_i)K'_i(R_i,mz) \qquad (1.89)$$

式中 $g(R_i)$——是以R_i为半径一个圆圈上的重力平均值；

$K'_i(R_i,mz)$——是对每环所加的系数，它是取数半径和高度的函数，当以延拓高度 z 为单位（即 z =1），$m=0$、1、2、3、4时，$K'_i(R_i,mz)$值如表1—4；

表 1—4

i	R_i	$K_i'(R_iO)$	$K_i'(R_i1)$	$K_i'(R_i2)$	$K_i'(R_i3)$	$K_i'(R_i4)$
1	0	1.87282	6.62394	16.98074	36.11116	67.88049
2	1	-1.13625	-5.62446	-16.05517	-35.96237	-69.68032
3	$\sqrt{2}$	-0.05919	0.12727	0.76137	2.17080	4.76651
4	$\sqrt{5}$	-0.30210	-0.88750	-1.98750	-3.83054	-6.65004
5	$\sqrt{8}$	-0.05857	0.00361	0.23820	0.76745	1.71330
6	$\sqrt{13}$	-0.07597	-0.04856	0.09219	0.42646	1.05352
7	5	-0.07072	-0.04007	0.07475	0.32573	0.77613
8	$\sqrt{50}$	-0.05758	-0.04575	-0.00768	0.06859	0.19699
9	$\sqrt{136}$	-0.03955	-0.03615	-0.02726	-0.01084	0.01469

式中R_i的延拓高度为单位，计算出的g_z的单位是：毫伽/延拓高度，再换算成E。

利用（1.89）式计算时所采用的量板见图1—35，通过一次取数，改乘上表中不同行的系数，可同时求得观测平面及观测平面以上几个高度的g_z值。

（三）重力垂向二次导数（g_{zz}）的计算

由观测重力资料换算重力垂向二次导数（g_{zz}）的几个常用的公式和计算方法如下：

1. 哈克公式：

$$g_{zz}=\frac{4}{R^2}[g(o)-\overline{g}(R)] \qquad (1.90)$$

这是由观测的重力异常值（Δg）换算垂向二次导数的基本公式。

计算时所用量板如图1—36所示，其中g(o)为计算点的重力值，$\overline{g}(R)$是方格网上四个结点的重力异常的平均值。

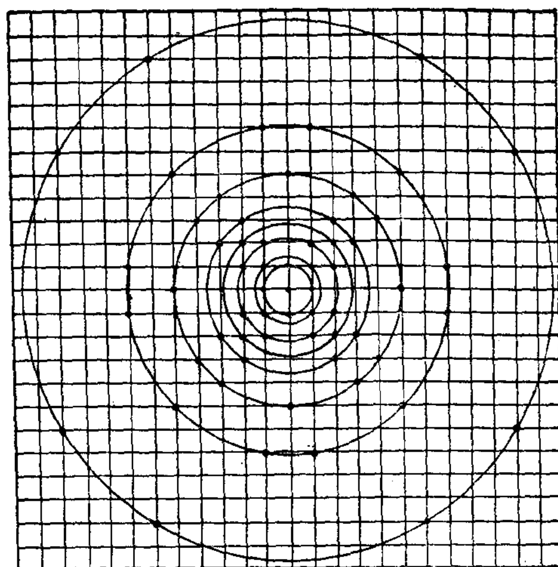


图 1—35　几个高度的g_z换算量板

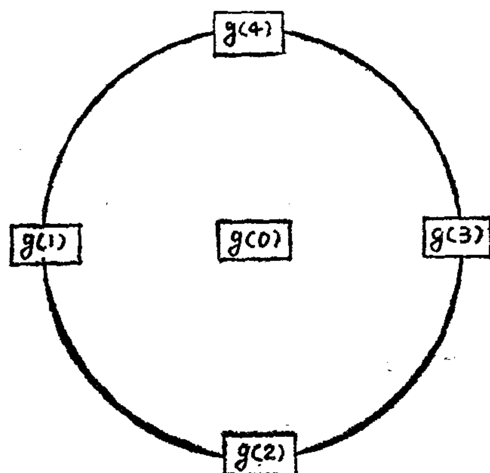


图 1—36　用哈克公式计算 g_{zz} 的量板

哈克公式只利用一个圆环上的重力平均值参与计算，其结果不够准确，为了提高 g_{zz} 的计算精度，不少人导出了很多形式较复杂的公式，其中常用的有：

2，艾尔金斯第 I 公式：

$$g_{zz}=\frac{1}{60R^2}[64g(o)-8\bar{g}(R)-16\bar{g}(\sqrt{2}R)-40\bar{g}(\sqrt{5}R)] \tag{1.91}$$

艾尔金斯第Ⅱ公式：

$$g_{zz}=\frac{1}{28R^2}[16g(o)+8\bar{g}(R)-24\bar{g}(\sqrt{5}R)] \tag{1.92}$$

艾尔金斯第Ⅲ公式：

$$g_{zz}=\frac{1}{62R^2}[44g(o)+16\bar{g}(R)-12\bar{g}(\sqrt{2}R)-48\bar{g}(\sqrt{5}R)] \tag{1.93}$$

3．罗申巴赫第Ⅰ公式：

$$g_{zz}=\frac{1}{R^2}\left[12g(o)-16\bar{g}\left(\frac{R}{\sqrt{2}}\right)+4\bar{g}(R)\right] \tag{1.94}$$

罗申巴赫第Ⅱ公式：

$$g_{zz}=\frac{1}{24R^2}[96g(o)-72\bar{g}(R)-32\bar{g}(\sqrt{2}R)+8\bar{g}(\sqrt{5}R)] \tag{1.95}$$

上述这些公式中：$g(o)$ 为计算点的重力值，$\bar{g}(R)$、$\bar{g}(\sqrt{2}R)$、$\bar{g}(\sqrt{5}R)$ 分别为以R、$\sqrt{2}$R、$\sqrt{5}$R为半径的三个圆环上的重力平均值。

利用上述这些公式进行计算时，所用的量板如图1—37所示。每个圆环与方格网结点的交点为取数点。

（四）g_{zz}计算中的几个问题：

1．g_{zz}计算的近似性：

g_{zz}的计算只能是其值的某种近似，也就是说，只有当R很小时，才比较准确，通常随着量板半径R的增大，其近似程度迅速降低。所以，由换算得到的g_{zz}异常，只能用以作定性解释，不宜作定量解释之用。特别在原始资料精度较低、点距较大时，更是如此。

2．原始资料误差传递：

g_{zz}的计算是以实测 数据为依据的。因此，原始数据中一些误差必将传递到计算结果中去，所以，传递误差的大小，也是评价计算结果的重要标志。

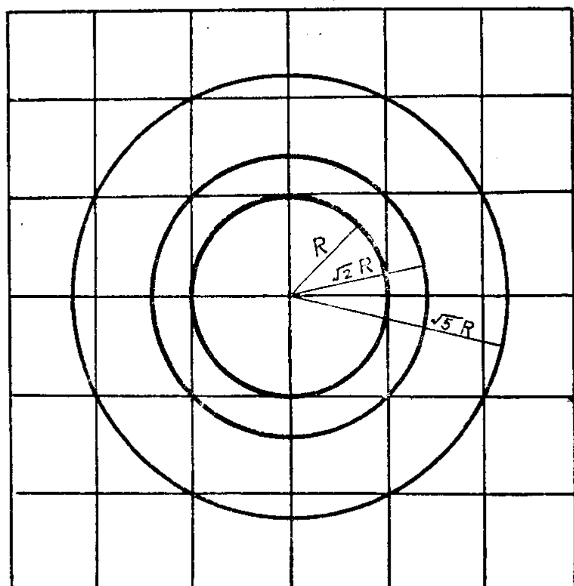


图 1—37 用艾尔金斯公式和罗申巴赫公式计算g_{zz}的量板

一般增加平均点数可减少传递误差，但参与计算的平均点数增多，意味着计算工作量的增大，且当平均点数增至一定数量后，再增多点数，传递误差减小的并不大，所以，一般每一圆圈增加平均点数 4 — 8 即可。

另外增大量板半径R，可使传递误差减小，但正如前述，R增大意味着计算结果的近似程度降低。所以，原始资料质量好坏和量板半径选取的大小是影响计算效果的关键。通常量板半径选得过小，由于 误差传递，g_{zz} 异常表现 比较零乱，往往出现很多虚假异常，但半径选得过大，则降低计算结果的近似程度，不能真实反映异常。因此，量板半径选取合适，才能取得良好的计算效果。

计算 g_{zz} 的传递误差 E，可用下式表示：

$$E = \frac{K}{R^2}\varepsilon \qquad (1.96)$$

式中：

ε——重力异常值的均方误差；

R——量板内圈半径；

K——常数，其数值与所用的公式有关。其中以艾尔金斯公式的传递误差最小，$K = 0.7—1.1$。

3．g_{zz}计算的可信程度：

计算所得g_{zz}异常，是由原始资料的误差传递所引起，还是由地质因素的变化所引起的，一般可由计算值g_{zz}与传递误差E的比值大小来衡量，即

$$\left|\frac{g_{zz}}{E}\right| = \varphi \qquad (1.97)$$

φ值越大表示由地质因素变化引起的可信程度越高，通常当$\varphi>2$时，可认为异常是可靠的。因此，构绘g_{zz}等异常线时，等值线的间距不应小于2E。

四、区域校正

区域异常一般是指来自地壳深部，体积和分布范围很大的地质体所引起的异常，这种异常的特点是分布范围广，梯度小而均匀，具有明显的规律性。

对于这类异常可通过区域校正的方法加以消除。区域校正方法可分为下述几种：

（一）平行直线法：

当区域异常和局部异常的大小及轮廓有明显差别，区域异常的等值线可以用一组平行线表示（在剖面图上可以用一根倾斜直线表示）时，常常根据校正者的观察判断，按照区域异常的梯度和方向绘制区域异常剖面图或平面图，然后从布伽重力异常中将相应点的区域异常值减掉，用其剩余部分绘成剩余重力异常图。

图1—38是用直线法对剖面异常进行区域校正的例子，校正后的剩余异常突出了矿体影响。

图 1—39 是一个实测布伽重力异常图。如果先不考虑等值线的局部弯曲和形变，区域异常的等值线基本上可以认为是一组平行排列的直线，梯度约为 0.1 毫伽/20 米。

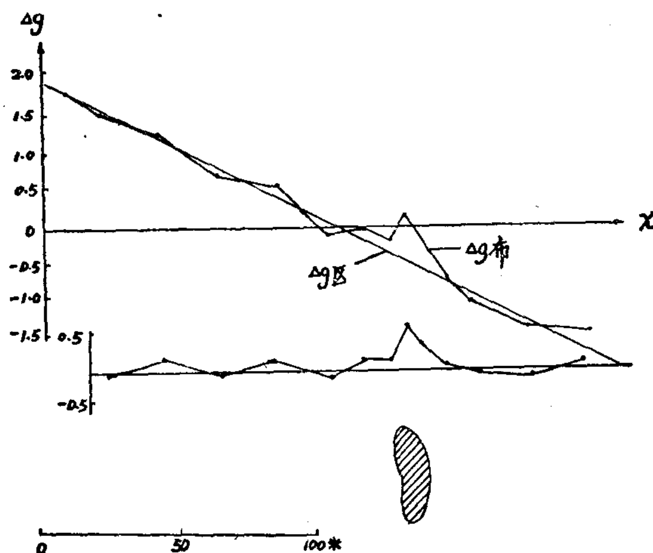


图 1—38 区域校正前后的重力异常剖面图

图 1—40 是经过平行直线法进行区域校正后绘制的剩余重力异常图。

对比上二图，经过线性区域校正之后，所得到的剩余重力异常，相当清楚地反映了矿体的效应，根据这张图可以较容易的确定矿体的平面位置。

（二）圆滑曲线法：

如果区域异常等值线不是平行直线时，一般采用圆滑曲线法进行区域校正。图 1—41 是一个盐丘上的实测布伽重力异常平面图，如果不考虑等值线的局部弯曲和畸变，区域异常的等值线可以用图 1—42 中的虚线来表示，其剩余重力异常如图 1—42 中之实线所示。

对比上二图，经过区域校正后，盐丘和储油构造的重力效应，得到了突出的反映。

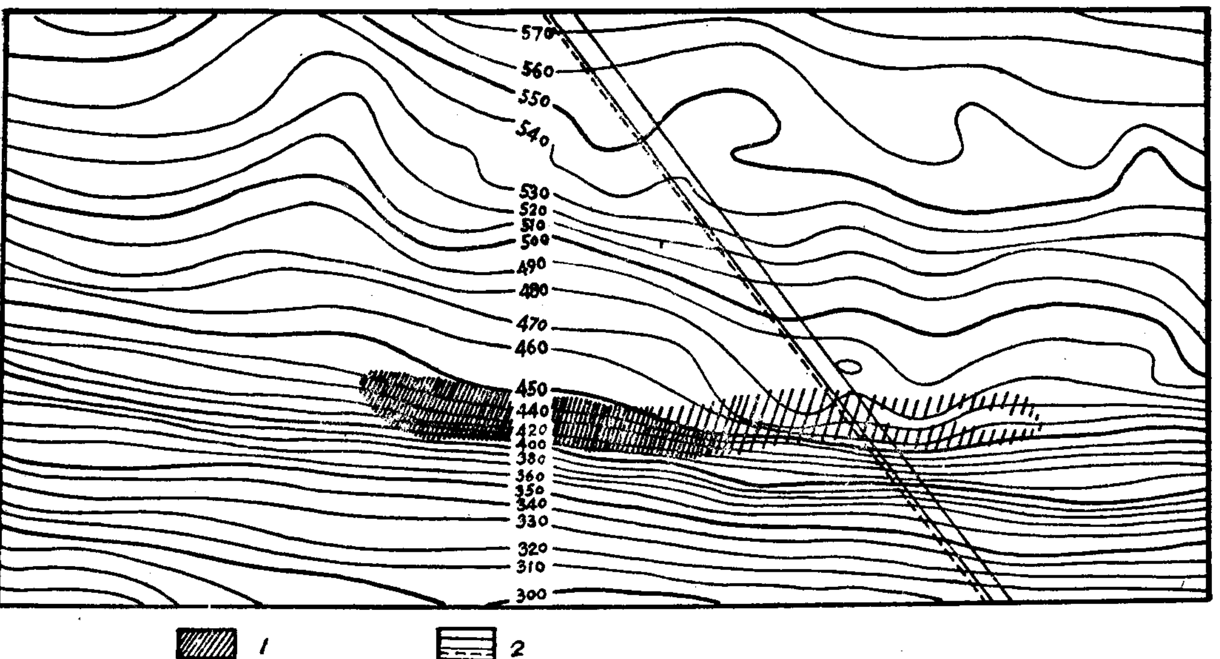


图 1—39 某地布伽重力异常图

1—矿体投影；2—道路

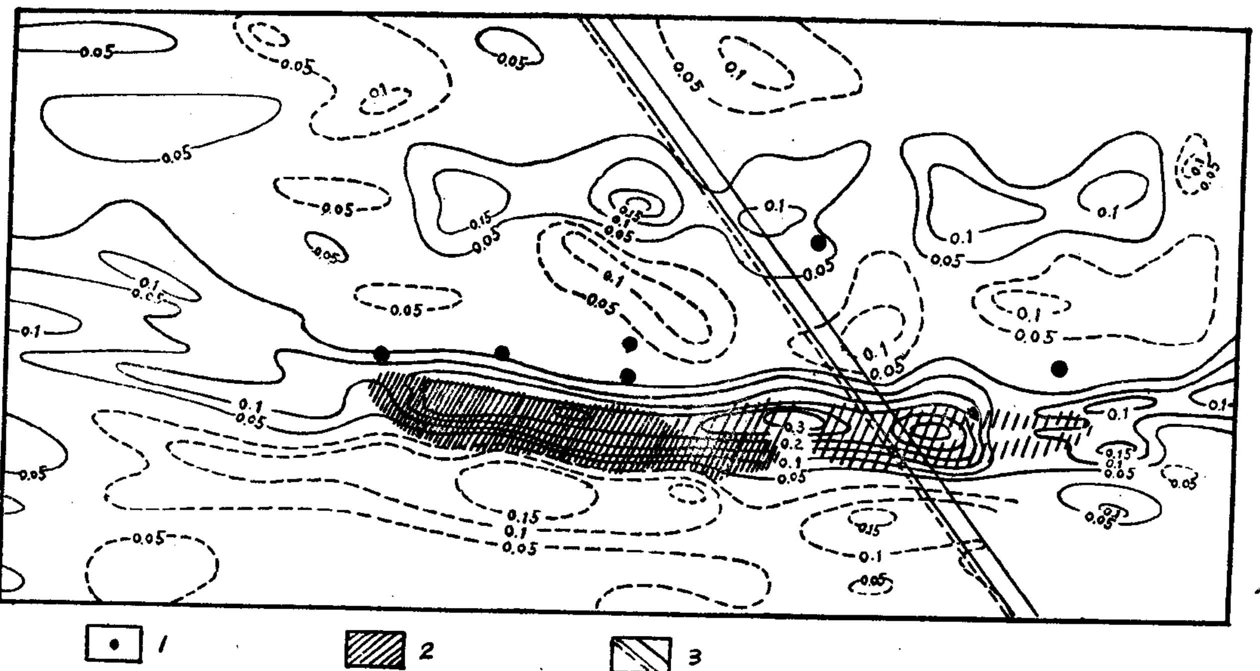


图 1—40 剩余重力异常

1—钻孔；2—矿体投影；3—道路

（三）偏差法、

如图 1—43 所示：

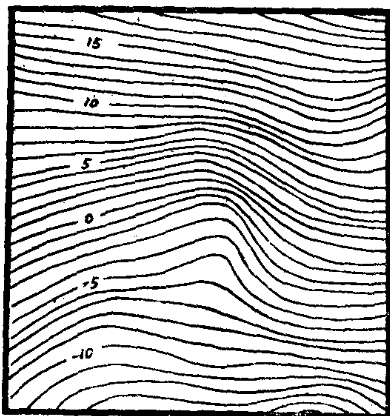


图 1—41　布伽重力异常图

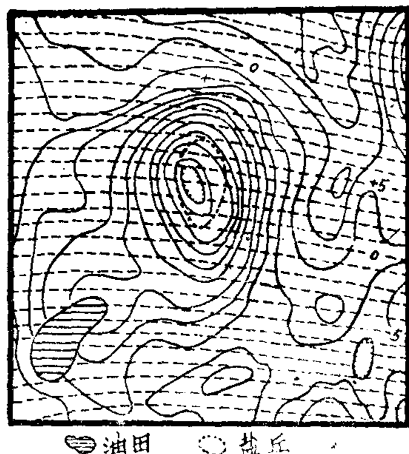


图 1—42　区域重力异常（虚线）和剩余重力异常图（实线）

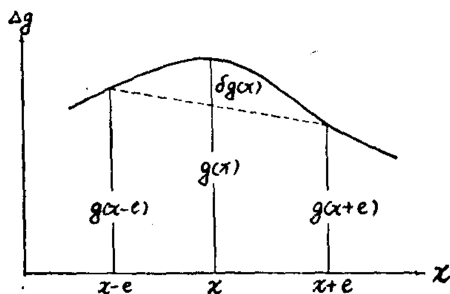


图 1—43　偏差法

以g(x)表示某一剖面上 x 点的布伽重力异常值，以 g(x+e)和g(x—)e 表示在该剖面上与 x 点相距 e 的两点之布伽重力异常值，则偏差值为：

$$\delta g(x)=g(x)-\frac{g(x+e)+g(x-e)}{2} \qquad (1.98)$$

当 e 选取合适时，由上式计算出的偏差值恰好等于 x 点的局部重力异常值。但是 e 的选择是一个困难问题， e 选取太小，将

严重损伤局部异常，如果 e 选取过大，将使校正前后的异常相差不大，局部异常不明显，所以，恰当的选择 e 值是决定校正效果好坏的关键。解决这个问题的方法，就是用不同的 e 值进行实验，从实验中选取最佳值。

（四）圆圈平均法：

这种方法实际上是偏差法在平面图上的应用。显然在平面图上进行区域校正时，不能只取 $(x+e)$ 和 $(x-e)$ 两点参与计算，而应采用以计算点为圆心，以 e 为半径的整个圆环上所有重力点都应参与计算，这时的偏差值——即计算点的局部异常值应为：

$$\delta g(o)=g(o)-\overline{g}(e) \tag{1.99}$$

若在圆环上取 m 个点参与计算，则

$$\delta g(o)=g(o)-\frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m}g_i(e) \tag{1.100}$$

式中 $g(o)$ 为计算点的重力异常，$\overline{g}(e)=\frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m}g_i(e)$ 为以 e 为半径整个圆环上的重力平均值。

计算时通常 m 取 6，所用量板如图 1—44所示。

和偏差法一样，圆圈平均法的半径也是一个实验值。当 e 过小时：$g(e)\to g(o)$，则 $\delta g(o)\to 0$，即将局部异常的大部分一并消掉了，结果在剩余异常图上，局部异常得不到正确显示：相反，当 e 过大时，$\overline{g}(e)\to 0$，则 $\delta g(o)\to g(o)$，这就是说，剩余异常与布伽异常没有明显的差别，局部异常仍得不到突出显示，所以，恰当的选取圆圈半径，是取得校正效果

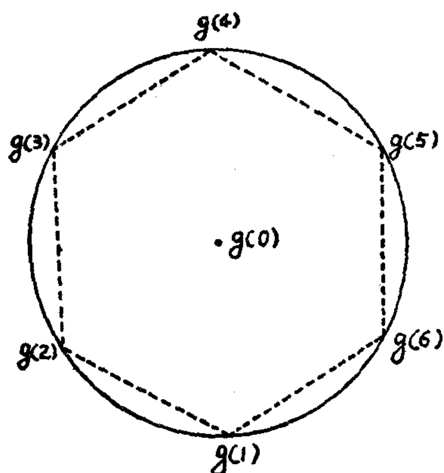


图 1—44　圆圈平均法的图板

好坏的关键。

第七节 重力异常的推断解释

由前面各节所述可知，重力异常的分布是与地壳内部物质的密度分布有密切关系的，即重力异常的分布与地质构造及矿产的分布有关，因此，可通过对重力异常的分析研究，达到解决地质构造和找矿之目的。

重力异常的解释，就是根据重力异常的分布特点来说明地质构造及矿产的分布规律和赋存状态。

根据异常的分布特点和其它地质、物（化）探资料，概略地说明引起异常的地质原因，并初步估计引起异常的地质体的形状、大小、埋深及分布范围等，属于定性解释。

根据异常的分布规律和工区的地质及地球物理资料，通过数学计算，确定引起异常的地质体的形状、大小、埋深及密度分布和其它产状要素，属于定量解释。

根据地质体的形状，大小，埋深及密度分布，通过理论计算，求出重力异常，称为重力异常解释的正演问题。

根据重力异常的分布特点和规律，推算引起异常的地质体的形状，大小，埋深及密度分布和其它产状要素，称为重力异常解释的反演问题。

正问题是反问题的基础。

一、重力异常解释的基本公式

重力仪观测结果，经过各项改正（零点改正、地形改正、布伽改正）之后，所得到的重力异常，仅仅是由地质体的剩余密度（地质体与围岩的密度差）所引起的。

根据万有引力定律，一个体积为 V，剩余密度为 σ 的均匀地质体，在其外部任意一点A（x、y、z）所引起的引力已在第一节用（1.29）式表达：

$$\Delta g=\frac{\partial W}{\partial z}=f\,\sigma\iiint\frac{\zeta-z}{r^3}dV \qquad (1.29)$$

对 z 求导数，即得：

$$g_z=\frac{\partial^2 W}{\partial z^2}=f\sigma\iiint\frac{1}{r^3}\cdot\left[\frac{3(\zeta-z)^2}{r^2}-1\right]dV \qquad (1.101)$$

$$g_{zz}=\frac{\partial^2 W}{\partial z^3}=3\,f\sigma\iiint$$

$$\frac{2(\zeta-z)^3-3(\zeta-z)(\xi-x)^2-3(\zeta-z)(\eta-y)^2dV}{r^7} \qquad (1.102)$$

上面的公式是对变量ξ、η、ζ求三重积分。

利用上式计算密度均匀，形状简单的地质体所引起的重力异常是较方便的，但计算密度和形状复杂的地质体所产生的重力异常就较为困难。这时，往往把复杂形状地质体分割成许多简单几何形体，认为每一部分的密度变化是均匀的，然后将每一部分计算结果迭加起来，可得复杂形状地质体的重力异常（通常用特制的量板）。因此，我们这里只讨论几种规则形状地质体所引起重力异常的正、反演问题。

二、规则形体重力异常解释的正、反问题

（一）均质球体：

对于一些等轴状地质体（如矿巢、盐丘等）所引起的重力异常，可近似的当作均匀球体来研究它们的异常。

例如：一个半径为R，中心埋深为H，剩余密度为 σ剩余质量为M的均匀球体，在地面上某点A所引起的重力异常，可以认为是全部质量都集中在球心上的质点来研究。

计算时以球心在地表的投影为座标原点、z 轴垂直向下，x、y 轴在地平面上，如图 1—45。

在我们选定的座标内：

$$y=0,\quad z=0,\quad \xi=0,\quad \zeta=H,$$

$dV=d\xi d\eta d\zeta$，$r=\sqrt{x^2+H^2}$ 代入

(1.29)、(1.101)、(1.102) 式，因$\iiint \sigma dV = M$，则：

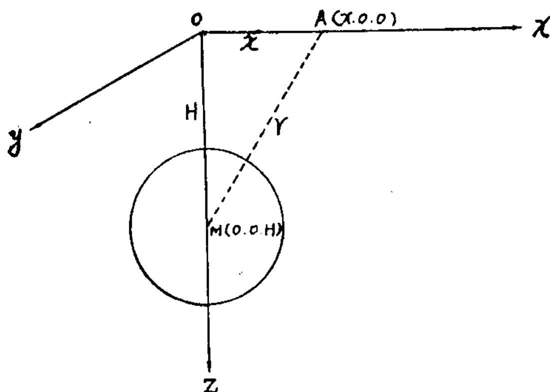


图 1—45 球体

$$\Delta g = fM\frac{H}{(x^2+H^2)^{3/2}} \qquad (1.103)$$

$$g_z = fM\frac{2H^2-x^2}{(x^2+H^2)^{5/2}} \qquad (1.104)$$

$$g_{zz} = 3fMH\frac{2H^2-3x^2}{(x^2+H^2)^{7/2}} \qquad (1.105)$$

(1.103) 式也可以直接从万有引力定律求得。

1. Δg正问题的讨论

由 (1.103) 式可看出：

(1) 当$x=0$时，

$$\Delta g = \Delta g_{max} = \frac{fM}{H^2} \qquad (1.106)$$

若H和R以米为单位，M以吨为单位，Δg以毫伽为单位，则

$$\Delta g_{max} = 0.67\times 10^{-2}\frac{M}{H^2} \qquad (1.107)$$

当$x=\pm x_1$时，Δg值相等，符号不变。

当$x=\pm\infty$时，$\Delta g=0$，

由上述可知：Δg剖面曲线对称于纵座标轴，如图1—46 所示。

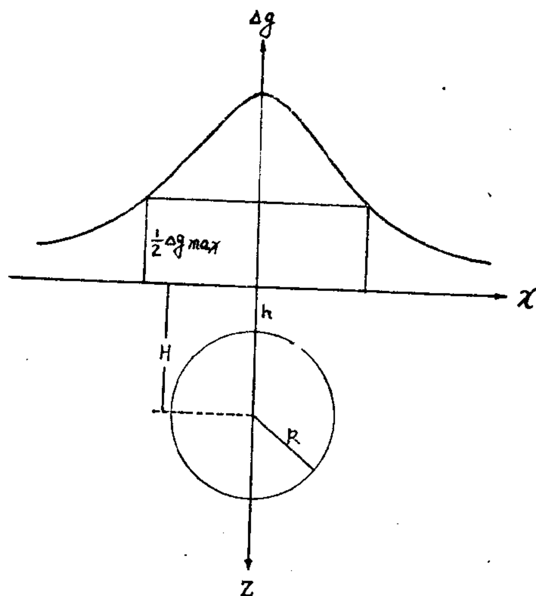


图 1—46 球体的Δg剖面图

（2）从剖面曲线上取$\Delta g=\frac{1}{n}\Delta g_{max}$，其横座标为$x_{\frac{1}{n}}$，则

$$fM\frac{H}{(x_{\frac{1}{n}}^2+H^2)^{3/2}}=\frac{1}{n}fM\frac{1}{H^2}$$

故

$$x_{\frac{1}{n}}=H\sqrt{\sqrt[3]{n^2}-1} \tag{1.108}$$

（1.108）式是$\frac{1}{n}\Delta g_{max}$的横座标$x_{\frac{1}{n}}$与球心埋深H的关系，假如我们取$\Delta g=\frac{1}{2}\Delta g_{max}$，如图1—46，则根据（1.108）

式得：

$$x_{\frac{1}{2}}=H\sqrt{\sqrt[3]{4}-1}=0.766H \qquad (1.109)$$

可用来计算球形地质体的埋藏深度。

（3）若保持球心埋深H不变，而改变球体的剩余密度σ和半径R，但剩余质量M不变，则重力异常Δg值不变；若M增大或减小m倍，Δg亦按同比例增减m倍。

（4）若保持剩余质量M不变，而改变球心的埋深，当H增大m倍时，Δg_{max}值降为原值的$\frac{1}{m^2}$，而$x_{\frac{1}{n}}$增大m倍。这就是说，随着球心埋深H的增大，Δg值很快减小，而异常宽度增加，曲线变得平缓，如图1—47。反之，当H减小m倍时，Δg_{max}值增加m^2倍，而$x_{\frac{1}{n}}$减小m倍，即随球心埋深H的减小，Δg值急剧增加，而宽度变窄，曲线变得陡立。

（5）上述各点是对通过球心正上方的x剖面而言的，由于球体的完全对称性，故球体上的等重力异常等值线呈同心圆状，同心圆的中心位于球心在地表的投影处，如图 1—48。

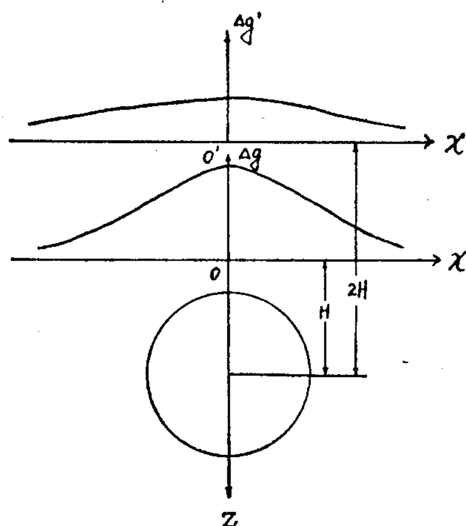


图 1—47　不同埋深球体的Δg剖面图

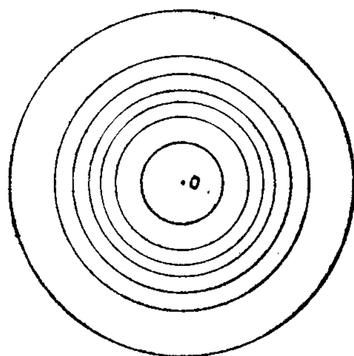


图 1—48　球体的Δg平面图

2. Δg 反问题的讨论

由上述正问题的讨论可知：

（1）在平面图上，等值线的中心即为球心在地表的投影位置；在剖面图上，通过球心剖面曲线的极大值对应的位置，即为球心在地表的投影位置。

（2）球心的埋深可由（1.108）或（1.109）式求得：

$$H=\frac{x_{\frac{1}{n}}}{\sqrt{\sqrt[3]{n^2}-1}} \text{或} H=1.305\,x_{\frac{1}{2}} \qquad (1.110)$$

在实际工作中，$x_{\frac{1}{2}}$应取两个半值点间距离的平均值。

（3）球体的剩余质量 M 可根据（1.107）式求得：

$$\begin{aligned} M&=1.5\times10^2\Delta g_{max}H^2\\ &=2.56\times10^2\Delta g_{max}x_{\frac{1}{2}}^2 \end{aligned} \qquad (1.166)$$

式中：

H和$x_{\frac{1}{2}}$以米为单位，Δg_{max}以毫伽为单位，M以吨为单位。这里所求得的M为剩余质量。

（4）其实质量M′可根据下式确定：

$$M'=V(\sigma+\sigma_0)\text{，其中}\ V=\frac{M}{\sigma}\text{，则}$$

$$M=\frac{M}{\sigma}(\sigma+\sigma_0)=M\left(1+\frac{\sigma_0}{\sigma}\right) \qquad (1.111)$$

式中σ为剩余密度，σ_0为围岩密度。

（5）球体半径R由下式确定：

$$M=\frac{4}{3}\pi R^3\cdot\sigma\text{，故}$$

$$R=\sqrt[3]{\frac{3M}{4\pi\sigma}} \qquad (1.112)$$

从上式可见，只有σ确定之后，R才有单一解，否则无单一解，称此为重力场解的非单一性。

（6）球体顶部埋深由下式确定：

$$h=H-R \qquad (1.113)$$

3．g_{zz}正问题的讨论

（1）将（1.105）式对x求导，并令其等于零，可解得：

g_{zz}曲线极大点的横坐标：

$$x_{max}=0$$

g_{zz}曲线极小点的横坐标：

$$x_{min}=\pm\frac{2}{\sqrt{3}}H=\pm1.15H$$

因此：

$$g_{zz(max)}=6f\frac{M}{H^4} \quad (1.114)$$

$$g_{zz(min)}=-0.309\frac{M}{H^4} \quad (1.115)$$

即极大值约为极小值的20倍。

（2）令（1.105）式等于零，可解得 $g_{zz}=0$ 的横坐标：

$$x_0=\pm\sqrt{\frac{2}{3}}H=\pm0.82H \quad (1.116)$$

（3）根据（1.105）式和上述讨论，可绘出g_{zz}异常曲线，如图 1—49所示。

4．g_{zz}反问题的讨论

（1）根据（1.116）式可求出球埋藏深度为：

$$H=1.219x_0 \quad (1.117)$$

（2）根据（1.114）式可求出球体的剩余质量：

$$M=0.25H^4g_{zz(max)} \quad (1.118)$$

5．Δg及g_z、g_{zz}异常的比较：

对比（1.103）、（1.104）、（1.105）式可发现：随着求导次数的增加，小而浅的地质体所引起的异常得到突出，大而深的地质体所引起的异常很快衰减。因而，通过高次导数可在一定程度上达到区域校正的目的，将局部异常突出地反映出来，以便进行解释。

图 1—50是地下两个大小不同，埋深不等的球体异常：

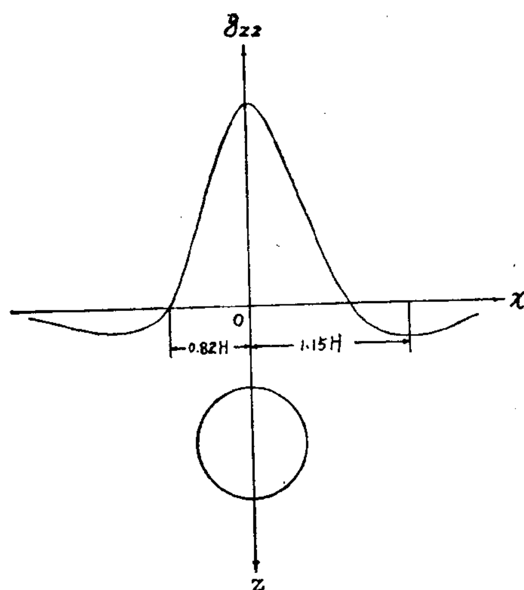


图 1—49 球体的g_{zz}剖面图

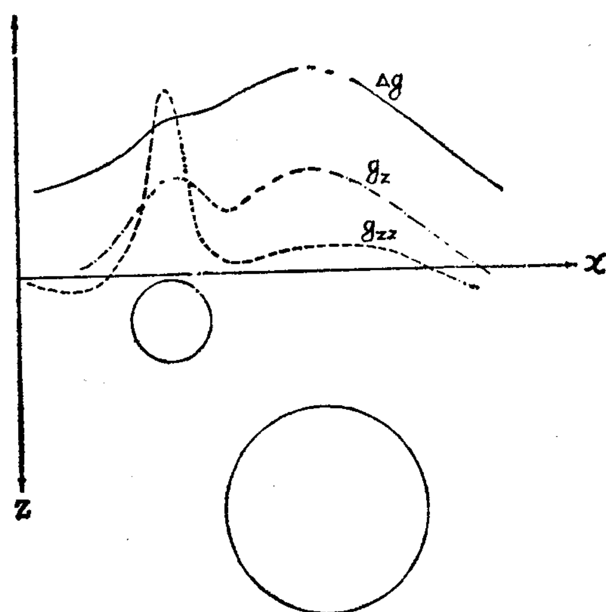


图 1—50 不同规模、不同埋深、球体的Δg、g_z和g_{zz}剖面图

其中，小球体在Δg 异常中反映很不明显，但是在 g_z 曲线中，特别是在g_{zz} 曲线中得到了突出的反映；而埋藏较深的大球体所产生的异常，重力导数衰减较快。

图 1—51 是埋深相同的两个相邻球体上的异常。在 Δg 曲线中，两者独立存在的情况，并未反映出来。但在g_z曲线中，特别是在g_{zz} 曲线中，不仅反映了两者独立的情况，而且对它们在地表的投影位置也得到了正确显示。

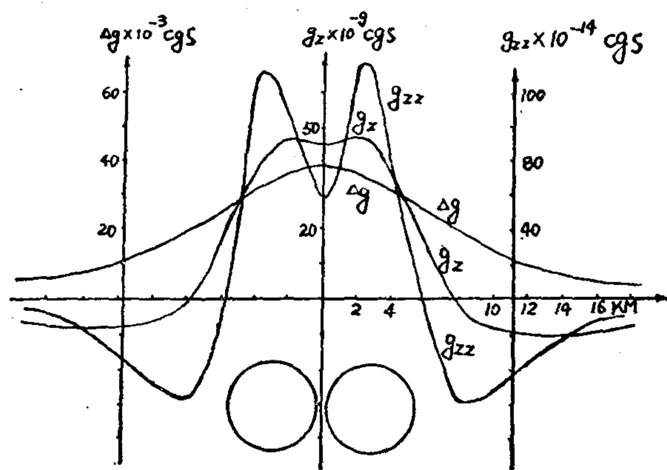


图 1—51　二相邻球体的Δg、g_z和g_{zz}剖面图

三、水平圆柱体

沿水平方向无限延长的均匀圆柱体，在地面上所产生的重力异常，可视为全部质量集中在轴线上的物质线来计算，对于有限长的圆柱体，可用物质线代替作近似计算。

计算时，取柱体轴线在地面投影为座标原点，z 轴垂直向下，x 、y 轴分别垂直和平行柱体的轴线，测点A在 x 轴上。如图1—52所示。

在我们选定的座标内：

$$y=0,\quad z=0,\quad \xi=0,\quad \zeta=H$$

$r=\sqrt{x^2+\eta^2+H^2}$；$dm=\sigma dv=\lambda d\eta$ 代入（1.29）式，则

$$\Delta g = f\lambda\int_{-l}^{l}\frac{H}{(x^2+\eta^2+H^2)^{3/2}}d\eta$$

$$=\frac{2f\lambda H l}{(x^2+H^2)(x^2\times l^2+H^2)^{1/2}} \quad (1.119)^*$$

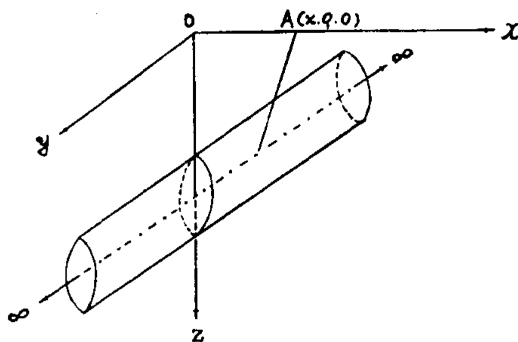


图 1—52　水平圆柱体

式中 $\lambda=\pi R^2\cdot\sigma$ 为柱体单位长度的质量，称为线密度； l 为柱体沿轴向的半长度、当水平圆柱体沿轴向无限长时，即当 $l\rightarrow\infty$时，

$$\Delta g=\frac{2f\lambda H}{x^2+H^2} \quad (1.120)$$

1. Δg 正问题的讨论

由（1.120）式可看出：

（1）当 $x=0$时，

$$\Delta g=\Delta g_{max}=\frac{2f\lambda}{H} \quad (1.121)$$

若H 以米为单位，λ 以吨/米为单位，Δg 以毫伽为单位，则

$$\Delta g_{max}=1.3\times10^{-2}\frac{\lambda}{H} \quad (1.122)$$

当 $x=\pm x_i$ 时，Δg 数值相等，符号相同。

---

* 利用积分公式 $\int\frac{dt}{(a^2+t^2)^{3/2}}=\frac{t}{a^2(a^2+t^2)^{1/2}}+C$

当 $x \to \pm\infty$ 时，$\Delta g \to 0$，故Δg 曲线对称于 y 轴，如图1—53所示。

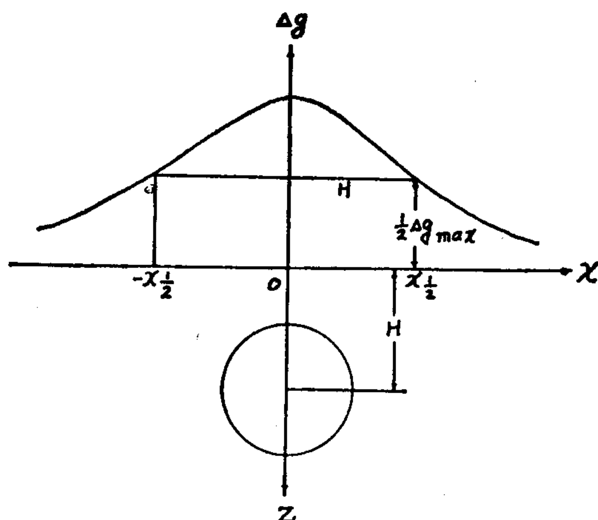


图 1—53　水平圆柱体的Δg剖面图

（2）取$\frac{1}{2}\Delta g_{max}$，其横座标为$x_{\frac{1}{2}}$根据(1.120)和(1.121)式有：

$$\frac{2f\lambda H}{x_{\frac{1}{2}}^2 + H^2} = \frac{1}{2}\,\frac{2f\lambda}{H}$$

故

$$x_{\frac{1}{2}} = H \tag{1.123}$$

（3）保持λ不变，当H增大m倍时，Δg_{max}降为原值的$\frac{1}{m}$，曲线宽度增大m倍，故曲线幅度随深度的增加而衰减的速度较球体慢。如图1—54。

（4）在平面上，Δg 等值线是一系列平行于柱体轴线的直线，这些直线中间稀，向两边变密，然后再渐稀。如图 1—55 所示。

2. Δg 反问题的讨论：

（1）Δg 极大值（剖面图和平面图）所对应的位置，为柱体轴线在地面上的投影位置。

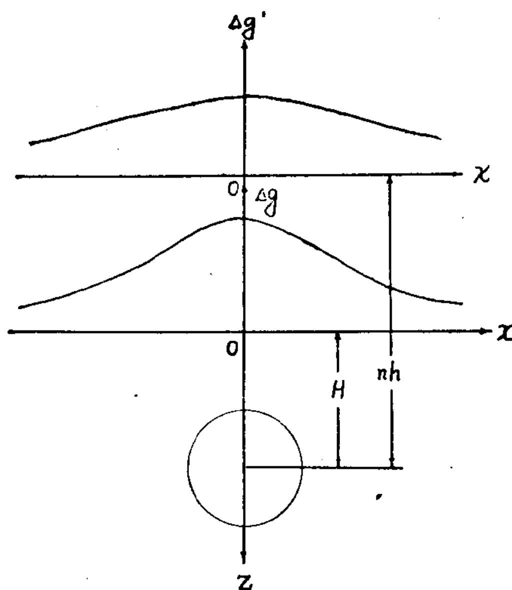


图 1—54　不同埋深水平圆柱体的Δg剖面图

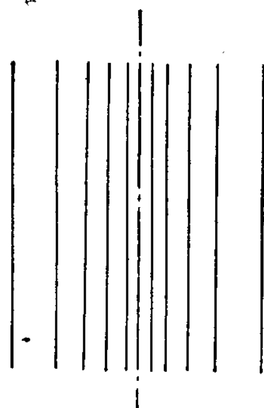


图 1—55　水平圆柱体Δg平面图

（2）柱体轴线的埋深H由（1.123）式求得：

$$H=\pm x_{\frac{1}{2}} \tag{1.124}$$

（3）柱体单位长度的剩余质量由（1.122）式求得：

$$\lambda=77H\Delta g_{max} \tag{1.125}$$

H以米为单位，λ以吨/米为单位。

（4）柱体横截面半径R由下式确定：

$$\lambda=\pi R^2\sigma$$

所以

$$R=\sqrt{0.32\cdot\frac{\lambda}{\sigma}} \tag{1.126}$$

由上式可见：只有σ 确定之后，R才能有确定的解。

（5）柱体上表面的埋深h由下式确定：

$$h=H-R \tag{1.127}$$

3. g_{zz}正问题的讨论：

根据（1.120）式，沿 z 方向的二阶导数为：

$$g_{zz}=\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}=4f\lambda H\frac{H^2-3x^2}{(x^2+H^2)^3} \quad (1.128)$$

根据上式：

（1）对 x 求导，并令其等于零，可解得：

g_{zz}极大点的横座标$x_{max}=0$，

g_{zz}极小点的横座标$x_{min}=\pm H$，因此，

$$g_{zz(max)}=4f\lambda\cdot\frac{1}{H^3} \quad (1.129)$$

$$g_{zz(min)}=-f\lambda\cdot\frac{1}{H^3} \quad (1.130)$$

因此：

$$g_{zz(max)}=-4g_{zz(min)} \quad (1.131)$$

（2）令（1.128）式等于零，可解得$g_{zz}=0$的横座标：

$$x_0=\pm\frac{H}{\sqrt{3}}=\pm 0.58H \quad (1.132)$$

（3）根据（1.128）式和上述讨论，可绘出g_{zz}异常曲线，如图1—56所示。

4. g_{zz}反问题的讨论

（1）根据（1.132）式可求得无限延伸水平圆柱体轴线的埋藏深度为：

$$H=\sqrt{3}x_0=1.732x_0 \quad (1.133)$$

（2）根据（1.129)式可求得柱体单位长度的剩余质量为：

$$\lambda=\frac{1}{4f}H^3 g_{zz(max)} \quad (1.134)$$

（3）柱体横截面半径及柱体上表面埋深等的计算同（1.126）及（1.127）式。

（三）倾斜断层（台阶）

取断面的延长线与地面的交点为座标原点，x轴垂直断层走

向，y轴平行断层走向，z轴垂直向下，如图1—57。

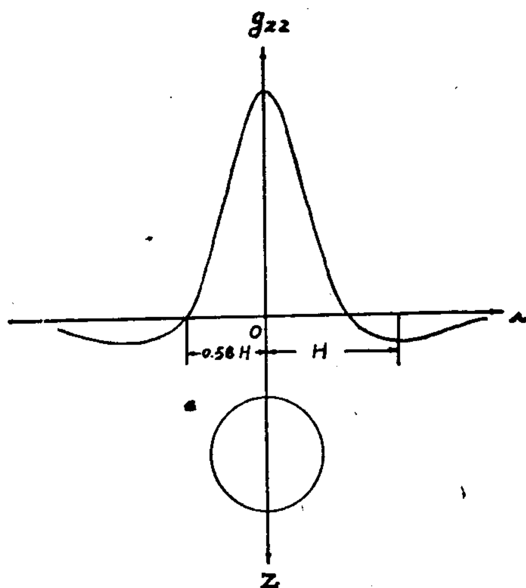


图 1—56 水平圆柱体的 g_{zz} 剖面图

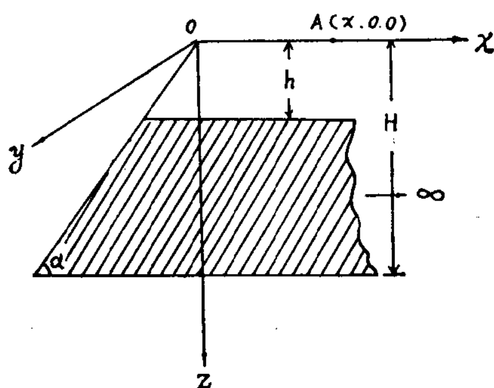


图 1—57 倾斜断层

假定断层沿x、y方向无限延长，顶底板的深度分别为h和H，测点A在x轴上，则：

$$y=0,\quad z=0$$

$$dV=\sigma d\xi d\eta d\zeta$$

$r=\sqrt{(\xi-x)^2+\eta^2+\zeta^2}$ 代入(1.29)式，则

$$\Delta g = f\sigma\int_{-\zeta ctg\alpha}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{h}^{H}\frac{\zeta d\xi d\eta d\zeta}{[(\xi-x)^2+\eta^2+\zeta^2]^{3/2}} \tag{1.135}$$

积分后的结果：

$$\Delta g=2f\sigma\Big\{H\left(\frac{\pi}{2}+tg^{-1}\frac{Hctg\alpha+x}{H}\right)$$
$$-h\left(\frac{\pi}{2}+tg^{-1}\frac{hctg\alpha+x}{h}\right)$$
$$+x\sin\alpha\Big[\frac{1}{2}\sin\alpha\ln\frac{(Hctg\alpha+x)^2+H^2}{(hctg\alpha+x)^2+h^2}$$
$$-\cos\alpha\Big(tg^{-1}\frac{\frac{H}{\sin\alpha}+x\cos\alpha}{x\sin\alpha}$$
$$-tg^{-1}\frac{\frac{h}{\sin\alpha}+x\cos\alpha}{x\sin\alpha}\Big)\Big]\Big\} \tag{1.136}$$

1. Δg 正问题的讨论

根据公式（1.136）式可知：

（1）当 $x\to-\infty$ 时，

$$\Delta g=\Delta g_{min}=0 \tag{1.137}$$

当 $x\to\infty$ 时，

$$\Delta g=\Delta g_{max}=2\pi f\sigma(H-h) \tag{1.138}$$

这就是说：只要岩层的厚度(H－h)相同，不论断层的倾角有何变化，在远离断层面的地方 Δg 值为一常数，当(H－h)增加或减小m倍时，Δg 值亦增加或减小m倍。

（2）在x处于正负无穷之间的过渡带时，Δg 曲线的梯度将随着 α 的变化而有规律的变化，最后趋于：$2\pi f\sigma(H-h)$，如图1—58所示：

（3）当 $x=0$ 时，

$$\Delta g=\Delta g_{(0)}=f\sigma(\pi+2tg^{-1}\cdot ctg\alpha)(H-h) \tag{1.139}$$

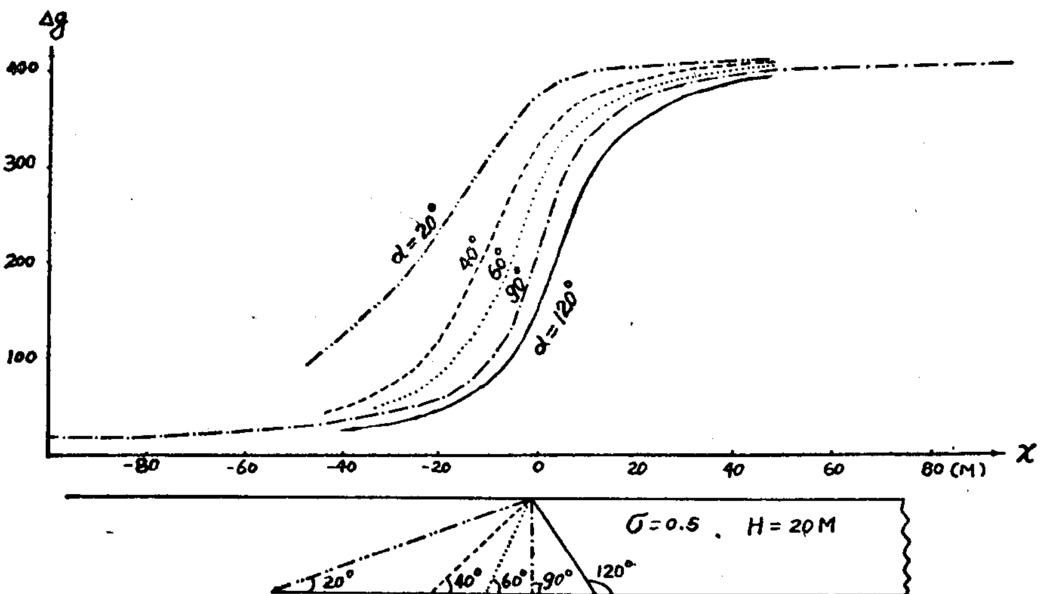


图 1—58　不同倾角断层的Δg剖面图

（4）当$\alpha=90°$时，称为垂直断层或垂直台阶，就是说，垂直断层是倾斜断层的一个特例，在后文详述。

（5）Δg 等值线是一系列平行于断层走向的直线，在断层面附近密集，向两侧渐疏，但疏密程度不一，倾角越小，差别越大，而断层的倾向总是向着等值线较疏的一方。

2. Δg 反问题：

倾斜断层顶板和底板的埋深 h 和H，只有当断层倾角α较大时，可用解垂直台阶的方法近似求解（具体方法见下文）。当断层倾角较小时，α、h 、H一般要通过理论曲线对比的方法进行求解。

（四）垂直断层（台阶）

取断面在地表的投影点为坐标原点，z 轴垂直向下，x 轴垂直断层走向，y 轴平行断面走向，测点A在x轴上，如图1—59。

假定台阶沿x正方向和y轴方向都无限延长，台阶的上界面埋深为h，下界面埋深为H，则在我们选定的座标内：

$$y=0,\quad z=0$$

$$dV=\sigma d\xi d\eta d\zeta,\quad r=\sqrt{(\xi-x)^2+\eta^2+\zeta^2}$$

代入（1.29）式：

$$\Delta g=f\sigma\int_0^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\int_h^H\frac{\zeta d\xi d\eta d\zeta}{[(\xi-x)^2+\eta^2+\zeta^2]^{3/2}}\quad(1.140)$$

积分后得：

$$\Delta g=f\sigma\left[x\ln\frac{x^2+H^2}{x^2+h^2}+\pi(H-h)+2Htg^{-1}\frac{x}{H}-2htg^{-1}\frac{x}{h}\right]\quad(1.141)$$

前面讲过：垂直断层是倾斜断层的一个特例，因此，我们令（1.136）式中的$\alpha=90°$，亦可得出上式。

由图1—59中可看出：

$$x^2+H^2=R^2,\quad x^2+h^2=r^3$$

$$\frac{x}{H}=\mathrm{tg}\left(\alpha_2-\frac{\pi}{2}\right),\quad \frac{x}{h}=\mathrm{tg}\left(\alpha_1-\frac{\pi}{2}\right),\text{ 故}$$

$$\Delta g=2f\sigma\left(x\ln\frac{R}{r}+H\alpha_2-h\alpha_1\right) \tag{1.142}$$

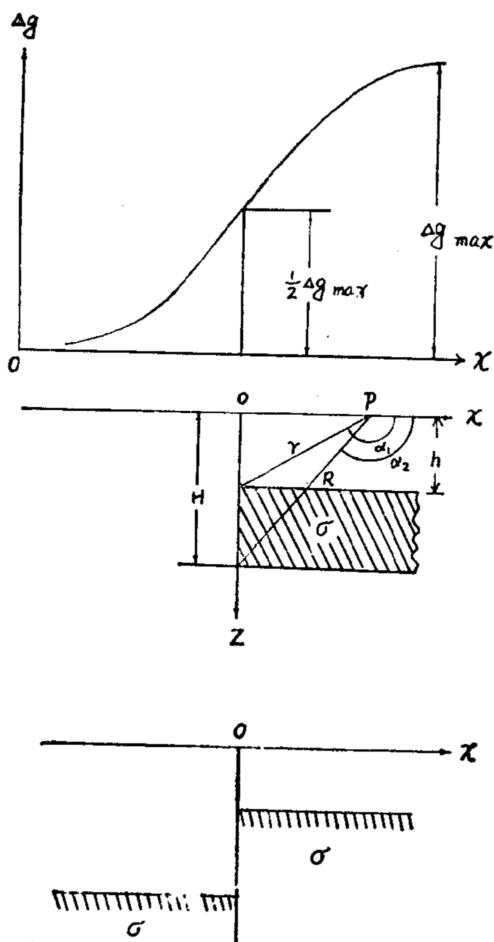


图 1—59 垂直断层（台阶）

1. Δg 正问题：

由（1.141）式可看出：

（1）当 $x\to-\infty$时，

$$\Delta g=\Delta g_{min}=0 \tag{1.143}$$

当 $x\to\infty$ 时，

$$\Delta g=\Delta g_{max}=2\pi f\sigma(H-h) \tag{1.144}$$

当 $x=0$ 时，

$$\Delta g_{(0)}=\pi f\sigma(H-h)=\frac{1}{2}\Delta g_{max} \tag{1.145}$$

（2）由上述可知：当 $x=0$ 或 $x\to\infty$ 时，Δg 值与断层面的深度无关，只与层厚 $(H-h)$ 有关，即当 $(H-h)$ 不变时，$\Delta g_{(0)}$ 和 Δg_{max} 都不变。浅的断层 Δg 曲线变化较陡，深的断层 Δg 曲线变化较缓，如图 1—60 所示。

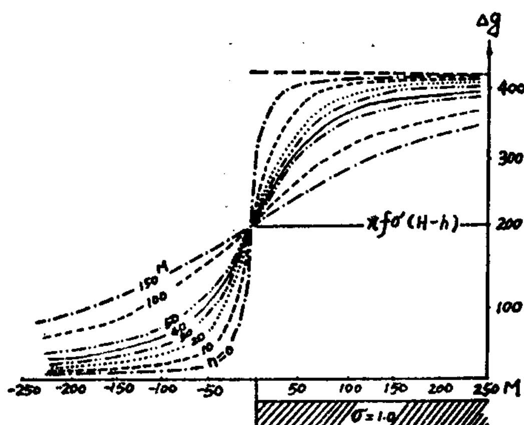


图 1—60　不图埋深断层的 Δg 剖面图

（3）当 H、h 以米为单位，Δg 以毫伽为单位时

$$\Delta g_{max}=0.0419\sigma(H-h) \tag{1.146}$$

对比（1.146）与（1.73）式，可见垂直台阶所引起的重力异常与中间层的影响值完全相同。从而也就明白了中间层改正公式的来源。

（4）Δg 等重力异常线是一系列平行断层线走向的直线，在断层线的正上方，等值线密集，两翼较疏。

2．Δg 反问题

（1）根据（1.145）式，剖面图上$\Delta g=\frac{1}{2}\Delta g_{max}$值点的横座标位置，即为断层线在地面的投影位置。

（2）根据（1.146）式：

$$H-h=\frac{24}{\sigma}\Delta g_{max} \qquad (1.147)$$

式中(H－h)单位为米，Δg的单位为毫伽。

由上式可知：岩层厚度H－h和密度σ不能单独确定，只有当σ为已知时，断距(H－h)才有确切值。

（3）当岩层的厚度较大时，H与h不易单独确定，只有$\frac{H-h}{h}$值较小时，可近似视为物质面，可计算出断层的中心埋深：

$$\frac{H-h}{2}=x_{\frac{1}{4}}(\text{或}x_{\frac{3}{4}}) \qquad (1.148)$$

式中$x_{\frac{1}{4}}$(或$x_{\frac{3}{4}}$)是$\frac{1}{4}\Delta g_{max}$ $\left(\text{或}\frac{3}{4}\Delta g_{max}\right)$的横座标与$\frac{1}{2}\Delta g_{max}$的横座标之间的距离，如图1—61所示：

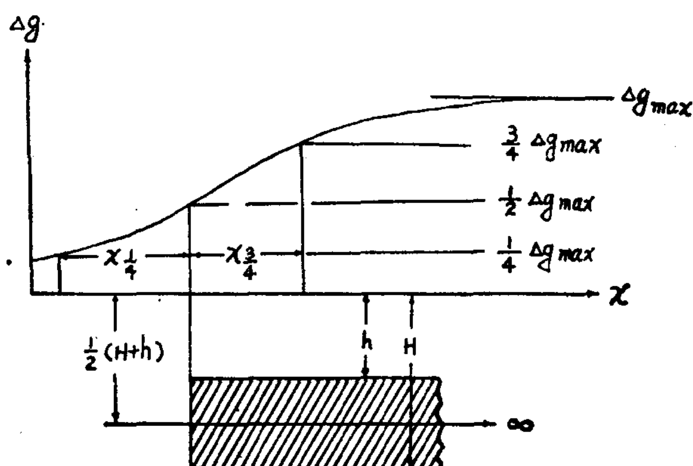


图 1—61　$x_{\frac{1}{4}}$与$x_{\frac{3}{4}}$的确定

（4）由（1.147）和（1.148）式可求得：

$$H = x_{\frac{1}{4}} + \frac{12}{\sigma}\Delta g_{max} \tag{1.149}$$

$$h = x_{\frac{1}{4}} - \frac{12}{\sigma}\Delta g_{max} \tag{1.150}$$

3. g_{zz} 正问题的讨论

为了便于讨论垂直断层的 g_{zz}，我们先讨论半无限大水平面的 g_{zz}，然后再讨论垂直断层。

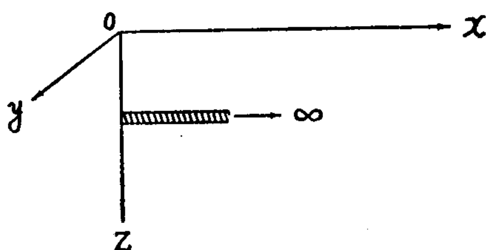


图 1—62　半无限大水平面

半无限大水平面的 g_{zz} 的讨论：

取半无限大水平面边部在地表的投影为 y 轴，x 轴垂直其走向，z 轴垂直向下，如图 1—62。

假如半无限大水平面的面密度为 μ，埋深为 D，则在 x 轴上任意点 P（x、0、0）处的 g_{zz} 为：

$$g_{zz} = 4f\mu\frac{DX}{(x^2+D^2)^2} \tag{1.151}$$

根据上式：

（1）当 $x=0$ 时，$g_{zz}=0$，即在半无限大水平面边部在地面投影位置上 g_{zz} 值等于零。

当 $x<0$ 时，　$g_{zz}<0$

当 $x>0$ 时，　$g_{zz}>0$

当 $x\to\pm\infty$ 时，$g_{zz}\to0$

故 g_{zz} 曲线反对称于 y 轴，如图 1—63 所示。

（2）将（1.151）式对 x 微分，并令其等于零，则 g_{zz} 极值点的横座标为：

$$x_m = \pm\frac{D}{\sqrt{3}} \tag{1.152}$$

$$D = \pm\sqrt{3}\,x_m \qquad (1.153)$$

故

$$g_{zz(max)} = -g_{zz(min)} = \frac{9f\mu}{4\sqrt{3}D^2} \qquad (1.154)$$

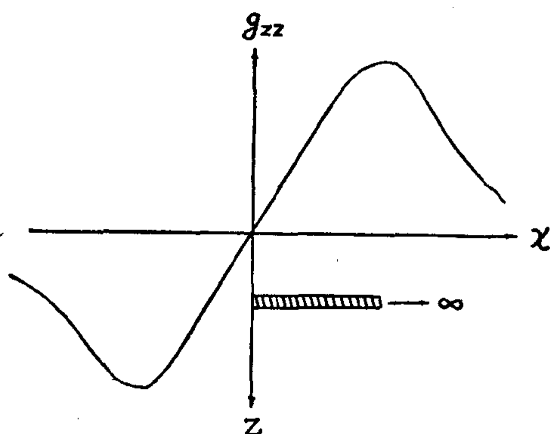


图 1—63 半无限大水平面的 g_{zz} 剖面图

（3）解反问题时，首先在曲线上找出极值点的横座标 x_m，然后利用（1.153）式求出水平面的深度，最后将求得的 x 、D 值代入（1.154）式即可求得半无限大水平面的面密度 μ 值。

垂直台阶 g_{zz} 的讨论：

可以把垂直台阶看成由无数多个半无限大水平层组成。g_{zz} 公式可由（1.151）式导出：

令（1.151）式中的 $\mu = \sigma dD$，则：

$$\begin{aligned} g_{zz} &= 4f\sigma\int_h^H \frac{Dx}{(x^2+D^2)^2}dD \\ &= 4f\sigma\left| -\frac{1}{2}\cdot\frac{x}{x^2+D^2}\right|_h^H \\ &= 2f\sigma\left[\frac{x}{x^2+h^2} - \frac{x}{x^2+H^2}\right] \qquad (1.155) \end{aligned}$$

根据（1.155）式：

（1）当 $x=0$ 时，$g_{zz}=0$，即在垂直断层的正上方，重力垂向二次导数为零。

当 $x>0$ 时，$\frac{x}{x^2+h^2}>\frac{x}{x^2+H^2}$，$g_{zz}$ 曲线为正，反之，曲线为负。

当 $x\to\pm\infty$ 时，g_{zz} 曲线趋于零。

（2）根据（1.155）式及上述分析，可绘出垂直断层上重力垂向二次导数曲线，如图 1—64。

从上图可以看出：垂直断层的 g_{zz} 曲线与断层顶板深度的关系：即随着 $\frac{H}{h}$ 值的增大，g_{zz} 曲线的极大值也随之增大，但 g_{zz} 曲线的零点，总是位于断层线在地面投影的位置。因此，根据这一点，在解反问题时，就较容易的确定出断层的位置。

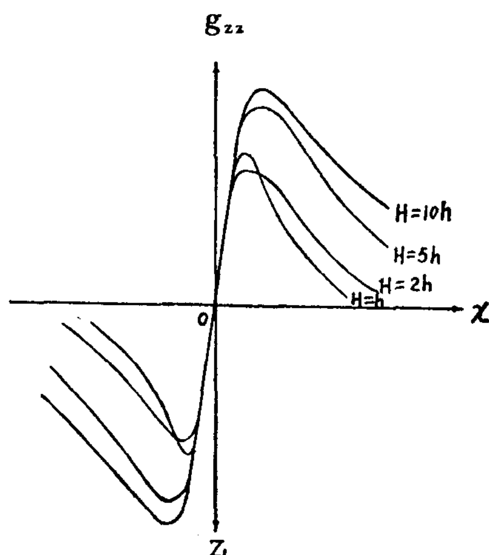


图 1—64　垂直断层的 g_{zz} 剖面

（3）在倾斜断层上，g_{zz} 曲线形状与垂直台阶相似，但曲线不对称，其不对称情况与断层的厚度及断层面的倾角有关，如图 1—65 是 g_{zz} 曲线与断层倾角的变化关系，图 1—66 是 g_{zz} 曲线与岩层厚度的关系。

（五）倾斜脉

向下有限延深，沿走向无限延伸，倾角为 α，顶、底板埋深为 h 和 H，水平宽度为 2d 的倾斜脉，在垂直其走向的 x 剖面上任意一点所引起的重力异常 Δg，可根据重力场叠加原理，应为两个相同产状倾斜断层在同一点上所引起的重力异常之差。如

图 1—67 所示。

计算时取 AB 面延长线与地面交点为坐标原点，x、y 轴分分别垂直和平行脉的走向，z 轴垂直向下。

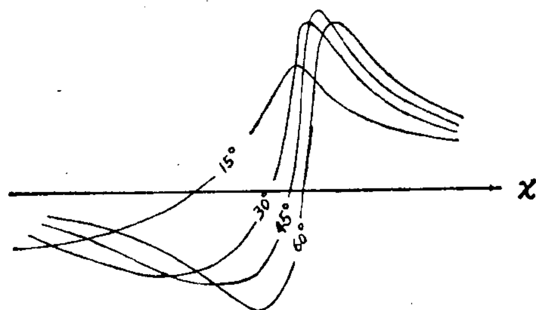


图 1—65 不同倾角断层的 g_{zz} 剖面图

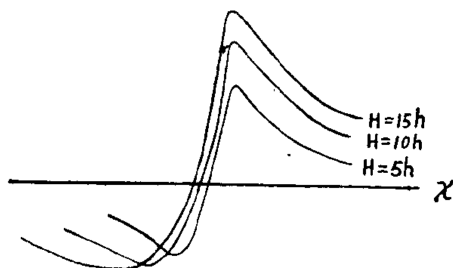


图 1—66 倾斜断层的 g_{zz} 与岩层厚度的关系

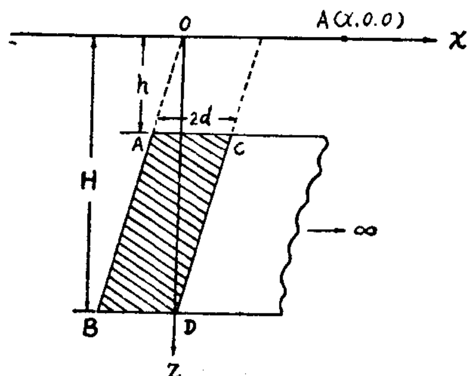


图 1—67 倾斜脉

根据倾斜断层的讨论可知：以 AB 为断层面半无限延伸介质在测点A (x、0、0)上所引起的重力异常 $\Delta g_{(AB\to\infty)}$ 同（1.136）式，以 CD 为断层面的半无限延伸介质在A (x、0、0) 点上所引起的重力异常 $\Delta g_{(CD\to\infty)}$ 亦同（1.136)式，只是用(x－2d) 代替其中 x。

根据重力叠加原理：

$$\Delta g_{(ABCD)} = \Delta g_{(AB\to\infty)} - \Delta g_{(CD\to\infty)} \tag{1.156}$$

具体公式较繁，不必列出。

倾斜脉在地表引起的重力异常曲线如图 1—68

当倾斜脉底部无限延深时，可视为 H→∞，则 Δg→∞。

（六）直立脉

向下有限延深，沿走向无限延伸的直立脉，上、下表面的埋深分别为 h 和H，水平宽度为 2 d，如图 1—69 所示。

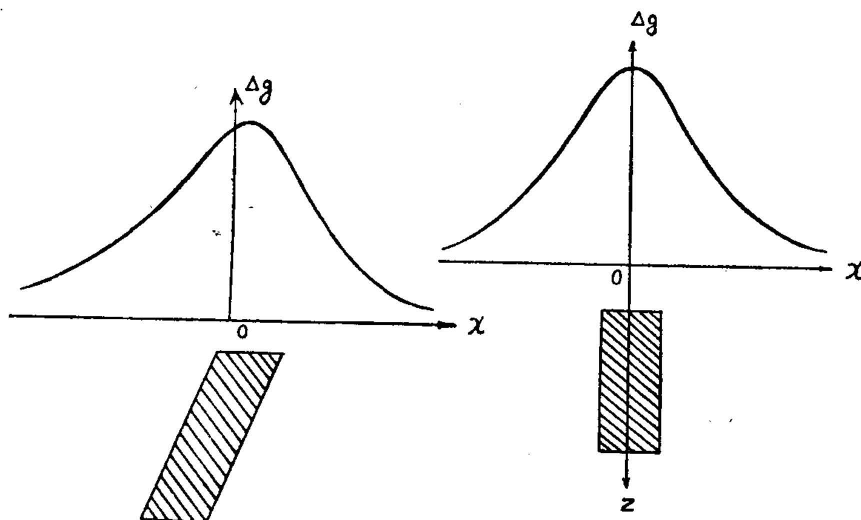


图 1—68 倾斜脉上的 Δg 剖面图

图 1—69 直立脉的 Δg 剖面图

取脉的中心线在地表的投影为座标原点， x 轴垂直脉的走向方向， y 轴平行脉的走向方向，z 轴垂直向下，则只要用（x + d)

和（x－d）分别代替（1.141）式中之x，所得二式相减，便得直立脉在x轴上任意点A（x、0、0）所产生的重力异常值Δg，即

$$\Delta g = f\,\sigma\Big[(x+d)\ln\frac{(x+d)^2+H^2}{(x+d)^2+h^2}-(x-d)\ln\frac{(x-d)^2+H^2}{(x-d)^2+h^2}$$
$$+2H\Big(tg^{-1}\frac{x+d}{H}-tg^{-1}\frac{x-d}{H}\Big)$$
$$-2h\Big(tg^{-1}\frac{x+d}{h}-tg^{-1}\frac{x-d}{h}\Big)\Big] \qquad (1.157)$$

直立脉Δg理论曲线如图1—69所示，与水平圆柱体的理论曲线相似，其等重力异常曲线也与水平圆柱体重力异常等值线相近，只是垂直脉的边缘附近等值线较密。

当直立脉底部无限延深时，可视为$H\to\infty$，则$\Delta g\to\infty$。

（七）向下无限延深的垂直脉和倾斜脉的g_{zz}：

图1—70和图1—71是不同宽度垂直脉和倾斜脉上g_{zz}曲线，其具体公式不作推导。

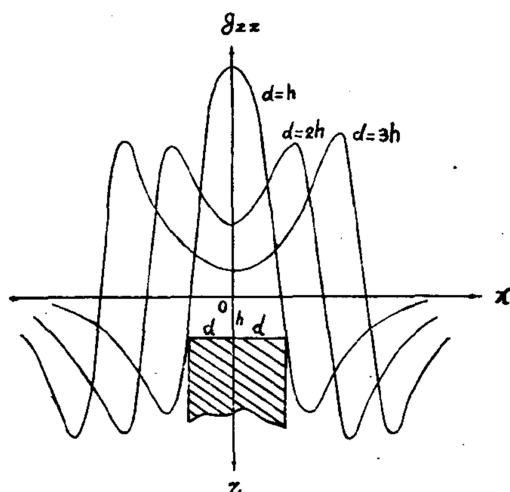


图 1—70　无限延深直立脉的g_{zz}剖面图

四、复杂形体重力异常的解释选择法

自然界存在的地质体的形状是千变万化的，利用规则形体的

解释方法，会引起较大的误差，为了解决复杂形体的解释问题，常常采用选择法。

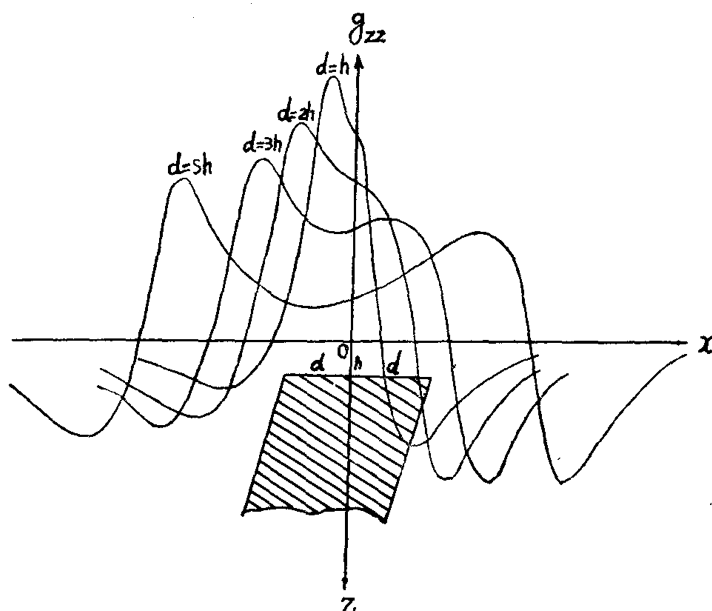


图 1—71　无限延深倾斜脉的 g_{zz} 剖面图

所谓选择法就是将实测异常曲线与假定的地质体的理论曲线进行对比。如果它们之间的差别较大，就修改原来假定的地质体的形状，大小，埋深及剩余密度等条件，重新进行计算，直至两者的差别在允许误差范围内为止。此时，所假定地质体的各种参数就当作剖面之下地质体的参数。

理论计算通常采用量板进行，因此，也称为量板法。就是将地表以下半空间，按一定的方法和要求划分成许多形状相似，大小不等的二度或三度体，使其中每一个二度或三度体在某一定点所产生的重力值相等，称为等作用区，在计算复杂形体所引起的重力异常时，只要划出它的横截面积，然后放在量板上，数出横截面积在量板上所占的格数，乘以量板的格值，即可得某点的重力异常值。

量板的制作原理与磁法量板相似，不拟详述，这里只介绍几种常用量板的制作和使用方法。

（一）二度体 Δg 量板：

这种量板只适用于横截面积为任意形状的二度体。

1．荣克量板

量板的形式如图1—72所示。二相邻同心半圆的距离为150米（可用任意比例尺作量板。如选用1/5万比例尺，则两相邻半圆的距离为3毫米）。各经向直线与水平线的夹角见表1—5。

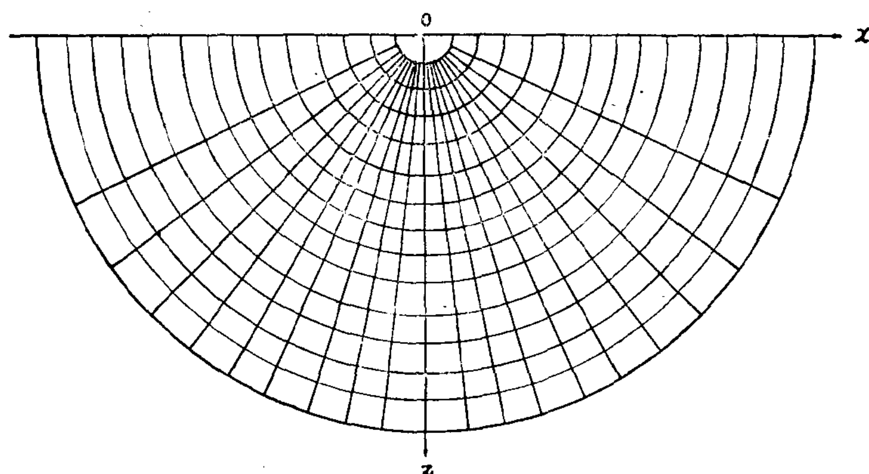


图 1—72 荣克量板（比例尺1:30,000）

表 1—5

18°11′	25°50′	31°41′	36°52′	41°24′	45°35′
49°27′	53°07′	56°37′	60°00′	63°15′	66°15′
69°30′	72°32′	75°31′	78°27′	81°22′	84°15′
87°08′	90°00′				

这些线与半圆相交组成许多扇形区。如取剩余密度 $\sigma=1.0$ 克/厘米^3，则每个扇形水平柱体在原点产生的重力异常为0.1毫伽。

2．甘布尔采夫量板

量板的形式如图1—73所示。二相邻水平直线的距离为72米。二相邻径向直线的夹角为6°。这些直线相交组成许多菱形区。如取剩余密度$\sigma=1$克/厘米^3，则每个菱形水平柱体在原点产生的重力异常为0.1毫伽。

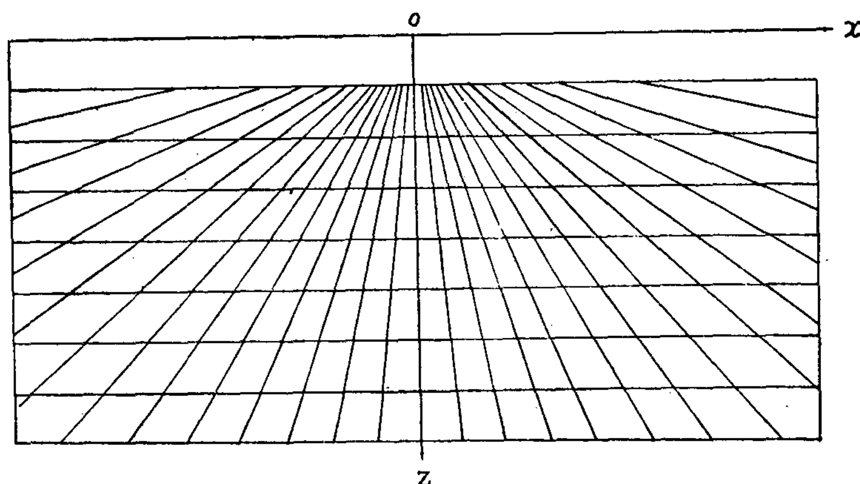


图 1—73 甘布尔采夫量板（比例尺1:10,000）

量板的比例尺也是任意的，但要选择得当，使每个菱形区大小适中。

3．量板的使用方法：

（1）将所要计算的二度体的横截面轮廓按适当的比例尺绘于透明纸上，并标出测线和测点。

（2）将绘在透明纸上的二度体截面复于量板上，使测线与量板横轴重合，测点与量板原点重合。

（3）数出被横截面所占据的扇形（或菱形）的数目（未被全部占居的扇形或菱形，可估计读数，并取累积和）。

（4）计算二度体在原点所产生的重力异常值

$$\Delta g=N\sigma\frac{P_0}{P}\times 0.1\text{毫伽} \qquad (1.158)$$

式中　N——地质体横截面所占扇形区或菱形区数；

σ——地质体的剩余密度；

P_0——量板的比例尺；

P——地质体横截面的比例尺。

（二）似二度体 Δg 量板

如果地质体的水平长度不太大，则不能把它看成二度体。计算它所产生的重力异常要用似二度体 Δg 量板。

1．量板的制作

量板的形式如图 1—74 所示。图中各同心半圆的半径见表 1—6；

各径向线与 z 轴的夹角见表 1—7。

表 1—6

r_m = (cm)						
	0.00	0.30	0.60	0.90	1.21	1.52	1.84
	2.16	2.49	2.83	3.18	3.54	3.92	4.31
	4.71	5.13	5.57	6.03	6.51	7.02	7.55
	8.10	8.69	9.32	9.96	10.65	11.37	12.14
	12.95	13.80	14.71	15.67	16.69	17.80	18.90
	20.10	21.40	22.70	24.20	25.70	27.30	29.00
	30.90	32.80	34.80	37.00	39.30	41.80	

表 1—7

Q_n =						
	0°00′	2°52′	5°44′	8°38′	11°32′	
	14°29′	17°28′	20°29′	23°35′	26°45′	
	30°00′	33°22′	36°52′	40°33′	44°25′	
	48°36′	53°08′	58°12′	64°09′	71°48′	90°00′

量板从外向内分成 16 个环带，每环带对应于地质体长度 l（按作图比例尺，换算成厘米数），有一系数 K_m（见表 1—8）

2．量板的使用

（1）同二度体 Δg 量板一样，将所要计算的地质体的横截面轮廓，按照比例尺 1∶M 绘于透明纸上，标出测线和测点，然后

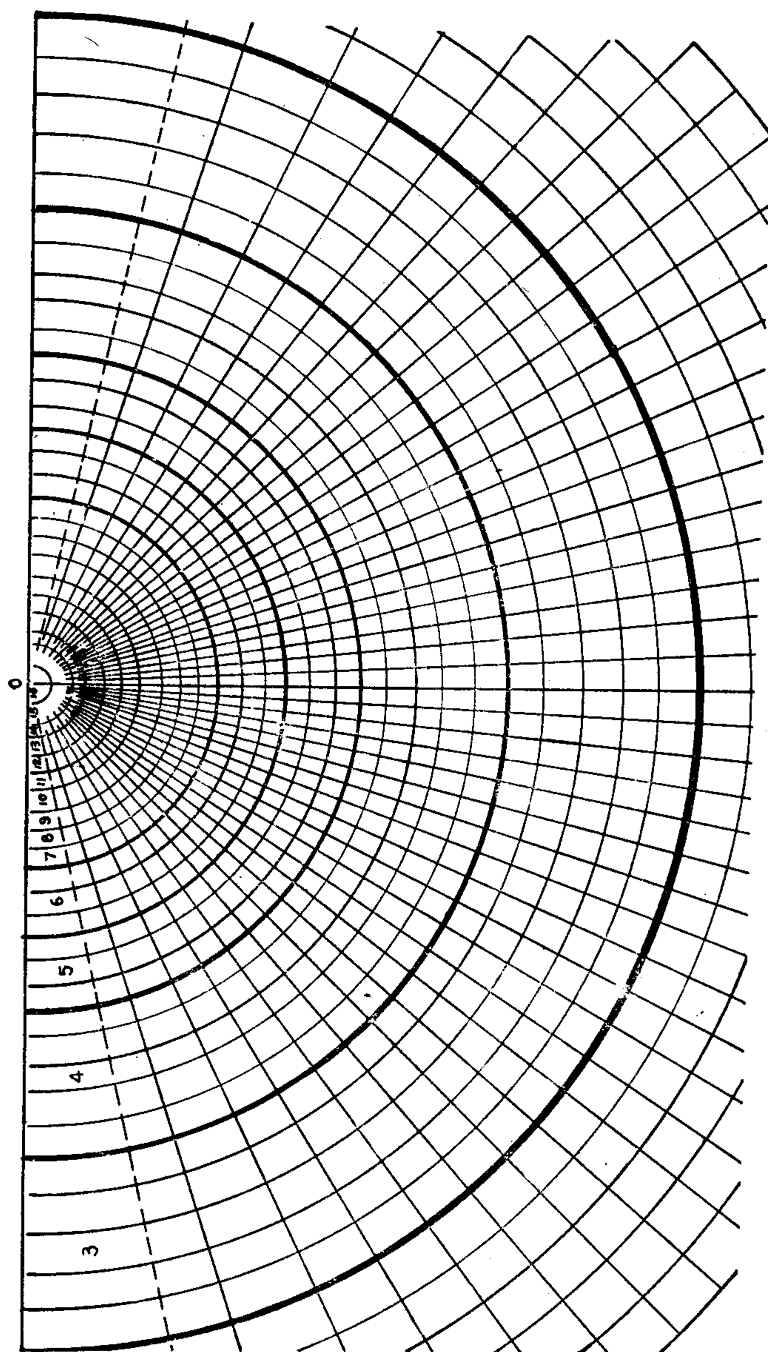


图 1—74 似二度体 Δg 量板

重力Δg似二度量板K值表

表 1—8

l \ k	环序 1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
外弧半径	44.5	20.1	11.37	8.10	5.57	4.31	3.18	2.83	2.49	2.16	1.84	1.52	1.21	0.90	0.60	0.30
0.1	0.020	0.021	0.023	0.025	0.029	0.033	0.039	0.043	0.047	0.054	0.063	0.076	0.096	0.133	0.218	0.555
0.2	0.040	0.042	0.045	0.050	0.057	0.067	0.077	0.085	0.094	0.107	0.127	0.150	0.190	0.260	0.407	0.800
0.5	0.101	0.105	0.113	0.124	0.142	0.166	0.191	0.209	0.232	0.261	0.301	0.356	0.437	0.559	0.746	0.958
1.0	0.203	0.210	0.224	0.246	0.279	0.323	0.368	0.398	0.436	0.482	0.540	0.612	0.702	0.808	0.915	0.989
1.5	0.304	0.314	0.334	0.364	0.409	0.465	0.521	0.556	0.598	0.646	0.703	0.766	0.835	0.904	0.961	0.995
2.0	0.405	0.418	0.441	0.477	0.528	0.590	0.646	0.680	0.719	0.762	0.808	0.856	0.904	0.946	0.979	0.998
2.5	0.505	0.519	0.545	0.583	0.636	0.695	0.746	0.776	0.807	0.841	0.876	0.910	0.941	0.968	0.988	0.999
3.0	0.605	0.620	0.645	0.682	0.730	0.782	0.824	0.847	0.872	0.896	0.920	0.943	0.964	0.981	0.993	0.999
3.5	0.705	0.718	0.741	0.773	0.813	0.854	0.885	0.902	0.919	0.935	0.951	0.966	0.978	0.989	0.996	1.000
4.0	0.804	0.814	0.832	0.856	0.885	0.912	0.932	0.943	0.953	0.963	0.972	0.981	0.988	0.994	0.998	1.000
4.5	0.902	0.908	0.919	0.932	0.947	0.960	0.970	0.975	0.980	0.984	0.988	0.992	0.995	0.997	0.999	1.000
5.0	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
5.5	1.097	1.089	1.076	1.061	1.046	1.033	1.024	1.020	1.016	1.012	1.009	1.006	1.004	1.002	1.001	1.000
6.0	1.193	1.175	1.148	1.116	1.085	1.060	1.043	1.036	1.028	1.022	1.016	1.011	1.007	1.003	1.001	1.000
6.5	1.288	1.258	1.214	1.166	1.119	1.082	1.059	1.048	1.038	1.029	1.021	1.014	1.009	1.005	1.002	1.000
7.0	1.382	1.339	1.276	1.210	1.148	1.101	1.072	1.059	1.047	1.036	1.026	1.017	1.011	1.005	1.002	1.000
7.5	1.475	1.416	1.333	1.249	1.173	1.117	1.083	1.068	1.053	1.041	1.029	1.020	1.012	1.006	1.002	1.000
8.0	1.567	1.490	1.387	1.285	1.195	1.131	1.092	1.075	1.059	1.045	1.032	1.022	1.013	1.007	1.002	1.000
8.5	1.658	1.562	1.436	1.316	1.214	1.142	1.100	1.081	1.064	1.048	1.035	1.024	1.014	1.007	1.002	1.000
9.0	1.748	1.630	1.482	1.345	1.231	1.153	1.107	1.086	1.068	1.051	1.037	1.025	1.015	1.007	1.002	1.000

续 表

l \ k	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
环序 外弧半径	44.5	20.1	11.37	8.10	5.57	4.31	3.18	2.83	2.49	2.16	1.84	1.52	1.21	0.90	0.60	0.30
9.5	1.836	1.696	1.524	1.370	1.246	1.161	1.113	1.091	1.071	1.054	1.039	1.026	1.016	1.008	1.002	1.000
10.0	1.923	1.759	1.563	1.393	1.259	1.169	1.117	1.095	1.074	1.056	1.040	1.027	1.016	1.008	1.003	1.000
11	2.094	1.876	1.632	1.433	1.281	1.182	1.126	1.101	1.079	1.060	1.043	1.029	1.017	1.009	1.003	1.000
12	2.259	1.982	1.692	1.465	1.299	1.191	1.132	1.106	1.083	1.062	1.045	1.030	1.018	1.009	1.003	1.000
13	2.418	2.079	1.744	1.492	1.312	1.199	1.137	1.110	1.086	1.064	1.046	1.031	1.019	1.010	1.003	1.000
14	2.572	2.167	1.788	1.515	1.324	1.206	1.141	1.113	1.088	1.066	1.047	1.032	1.019	1.010	1.003	1.000
15	2.719	2.247	1.826	1.533	1.333	1.211	1.144	1.115	1.090	1.068	1.048	1.032	1.020	1.010	1.004	1.000
16	2.861	2.319	1.859	1.549	1.341	1.215	1.147	1.118	1.091	1.069	1.049	1.033	1.020	1.010	1.004	1.000
17	2.998	2.386	1.888	1.563	1.348	1.219	1.149	1.119	1.093	1.070	1.050	1.033	1.020	1.010	1.004	1.000
18	3.128	2.444	1.913	1.575	1.353	1.222	1.151	1.121	1.094	1.070	1.050	1.034	1.020	1.010	1.004	1.000
19	3.253	2.498	1.936	1.585	1.358	1.224	1.153	1.122	1.095	1.071	1.051	1.034	1.021	0.011	1.004	1.000
20	3.372	2.546	1.955	1.593	1.362	1.226	1.154	1.123	1.096	1.072	1.051	1.034	1.021	0.011	1.004	1.000
21	3.486	2.591	1.973	1.601	1.366	1.228	1.155	1.124	1.096	1.072	1.052	1.034	1.021	0.011	1.004	1.000
22	3.595	2.631	1.988	1.608	1.369	1.230	1.156	1.125	1.097	1.073	1.052	1.035	1.021	0.011	1.004	1.000
23	3.699	2.668	2.002	1.614	1.372	1.232	1.157	1.125	1.097	1.073	1.052	1.035	1.021	0.011	1.004	1.000
24	3.797	2.702	2.014	1.619	1.374	1.233	1.158	1.126	1.098	1.073	1.052	1.035	1.021	0.011	1.004	1.000
25	3.891	2.733	2.025	1.623	1.376	1.234	1.159	1.127	1.098	1.074	1.053	1.035	1.021	0.011	1.004	1.000
26	3.981	2.761	2.035	1.628	1.378	1.235	1.159	1.127	1.099	1.074	1.053	1.035	1.021	0.011	1.004	1.000
27	4.066	2.787	2.044	1.632	1.380	1.236	1.160	1.127	1.099	1.074	1.053	1.035	1.021	0.011	1.004	1.000
28	4.147	2.810	2.052	1.635	1.382	1.237	1.160	1.128	1.099	1.074	1.053	1.035	1.021	0.011	1.004	1.000

续 表

l \ k	环序 1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	外弧半径 44.5	20.1	11.37	8.10	5.57	4.31	3.18	2.83	2.49	2.16	1.84	1.52	1.21	0.90	0.60	0.30
29	4.224	2.832	2.059	1.638	1.383	1.237	1.161	1.128	1.099	1.074	1.053	1.036	1.021	0.011	1.004	1.000
30	4.297	2.853	2.066	1.641	1.384	1.238	1.161	1.128	1.100	1.075	1.053	1.036	1.022	0.011	1.004	1.000
35	4.614	2.933	2.092	1.651	1.389	1.241	1.163	1.130	1.101	1.075	1.054	1.036	1.022	0.011	1.004	1.000
40	4.861	2.989	2.110	1.658	1.392	1.242	1.164	1.130	1.101	1.076	1.054	1.036	1.022	0.011	1.004	1.000
45	5.055	3.029	2.122	1.663	1.395	1.243	1.164	1.131	1.101	1.076	1.054	1.036	1.022	0.011	1.004	1.000
50	5.209	3.059	2.131	1.667	1.396	1.244	1.165	1.131	1.102	1.076	1.054	1.036	1.022	0.011	1.004	1.000
55	5.332	3.082	2.138	1.669	1.397	1.245	1.165	1.132	1.102	1.076	1.054	1.036	1.022	0.011	1.004	1.000
60	5.433	3.099	2.143	1.671	1.398	1.245	1.165	1.132	1.102	1.076	1.055	1.036	1.022	0.011	1.004	1.000
65	5.515	3.113	2.147	1.673	1.399	1.246	1.166	1.132	1.102	1.077	1.055	1.036	1.022	0.011	1.004	1.000
70	5.583	3.124	2.150	1.674	1.399	1.246	1.166	1.132	1.102	1.077	1.055	1.036	1.022	0.011	1.004	1.000
75	5.639	3.133	2.152	1.675	1.400	1.246	1.166	1.132	1.102	1.077	1.055	1.036	1.022	0.011	1.004	1.000
80	5.687	3.141	2.154	1.676	1.400	1.246	1.166	1.132	1.103	1.077	1.055	1.037	1.022	0.011	1.004	1.000
85	5.727	3.147	2.156	1.677	1.401	1.246	1.166	1.132	1.103	1.077	1.055	1.037	1.022	0.011	1.004	1.000
90	5.762	3.153	2.158	1.677	1.401	1.247	1.166	1.132	1.103	1.077	1.055	1.037	1.022	0.011	1.004	1.000
95	5.791	3.157	2.159	1.678	1.401	1.247	1.166	1.132	1.103	1.077	1.055	1.037	1.022	0.011	1.004	1.000
100	5.816	3.161	2.160	1.678	1.401	1.247	1.166	1.132	1.103	1.077	1.055	1.037	1.022	0.011	1.004	1.000

注：l及外弧半径单位为厘米。

将截面复于量板上，使测线与横轴重合，测点与量板原点重合，数出被截面在量板各环所占据的扇形数目。

（2）根据计算剖面所处位置，选用下述合适公式，计算不同剖面上的重力异常值。

Ⅰ、端剖面：

假设柱体长为 l，则

$$\Delta g = M \cdot \sigma \cdot 10^{-6} \sum_{m} K_m(l)\Delta n_m \quad (1.159)$$

Ⅱ、中心剖面：

假设柱体长为 l，则

$$\Delta g = 2M \cdot \sigma \cdot 10^{-6} \sum_{m} K_m\left(\frac{l}{2}\right) \cdot \Delta n_m \quad (1.160)$$

Ⅲ、非中心剖面：

设柱体两端面到剖面的距离分别为 l_1、l_2 时

$$\Delta g = M \cdot \sigma \cdot 10^{-6} \sum_{m} [K_m(l_1) + K_m(l_2)]\Delta n_m \quad (1.161)$$

Ⅳ、旁侧剖面（剖面位于柱体一侧）：

设剖面到柱体两端面的距离分别为 l_1、l_2，且有 $l_1 > l_2$ 时：

$$\Delta g = M.\ \sigma.\ 10^{-6} \sum_{m} [K_m(l_1) - K_m(l_2)]\Delta n_m \quad (1.162)$$

上述各公式（1.159）—（1.162）是假定作图比例尺为 $\frac{1}{M}$，长度值均按比例尺换算以厘米为单位，重力值以毫伽为单位的情况下得出的。

各式中 Δn_m 为地质体横截面在量板的第m环内所占据的扇形区数。K_m 为第m环所对应的系数。

（三）三度体 Δg 量板

三度体 Δg 量板有许多种形式。其中之一和地形改正量板相似，原理也一样（地形就是三度体），就是把三度体分割成许多直立扇形柱体，分别用图表求出每个扇形柱体在计算点所产生的

Δg，然后求其总和。

三度体的 Δg 计算相当繁复，最好用电子计算机来算。

五、复杂形体重力异常解释的直接法

所谓直接法，就是在进行复杂异常的地质解释时，利用重力异常的剖面图或平面图，通过积分运算的方法，直接求出地质体的某些产状要素，如三度体的剩余质量、质心座标，二度体的横截面积等。

这里只给出计算公式和计算方法，公式推导较繁，从略。

（一）三度体剩余质量的求法：

计算公式为：

$$M=\frac{I}{2\pi f} \tag{1.163}$$

式中

$$I=\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\Delta g dxdy \tag{1.164}$$

在实际计算时，可根据实测重力异常值计算，即借助等重力异常图，利用下式计算：

$$I=\sum_{i=1}^{n}\Delta g_i S_i+\Delta I \tag{1.165}$$

式中 Δg_i——第 i 条等值线的重力异常值；

S_i——从第 i 条等值线向里到第 $i-1$ 条等值线所包围的面积；

ΔI——改正项。

当由中心点（异常极大值）到第 n 条等值线的距离 $r\gg h$（地质体重心埋深）时，ΔI值可由下式近似计算：

$$\Delta I\doteq 2\pi r^2\Delta g_r \tag{1.166}$$

式中：Δg_r 为距异常中心为 r 的等值线的重力异常值。

（二）三度体质心位置的确定

计算公式：

$$x_0=\frac{I_1}{2\pi f M} \tag{1.167}$$

$$y_0 = \frac{I_2}{2\pi f M} \tag{1.168}$$

当质心的埋藏深度较地质体截面半径大的多时，质心埋深 z_0 可根据（1.106）式求得：

$$z_0 = H = \left(\frac{f M}{\Delta g_{max}}\right)^{1/2} \tag{1.169}$$

其中

$$I_1 = \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} x\Delta g dxdy \doteq \sum_{i=1}^{n} \bar{x}_i \Delta g_i S_i \tag{1.170}$$

$$I_2 = \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} y\,\Delta g\, dxdy \doteq \sum_{i=1}^{n} \bar{y}_i \Delta g_i S_i \tag{1.171}$$

I_1 和 I_2 的计算，可采用把测区分割成许多小方块的办法进行，小方块面积为$S_i = (S_i = \Delta x \cdot \Delta y)$，小方块内的重力异常值为 Δg_i，小方块的平均横纵座标分别为$\bar{x}_i$和$\bar{y}_i$。

（三）二度体横截面积的确定

计算公式：

$$S = \frac{I_3}{2\pi f \lambda} \tag{1.172}$$

其中 $I_3 = \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g dx$，这个积分的意义，实际上就是 Δg 剖面曲线与 x 轴所围成的面积，如图 1—75 所示：

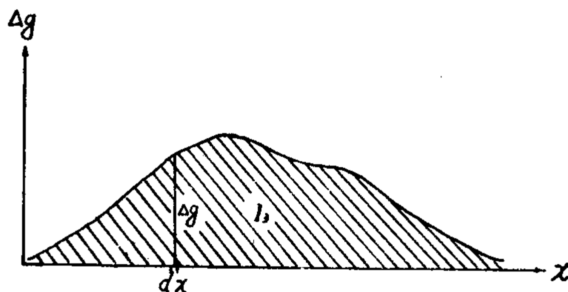


图 1—75　$I_3 = \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g dx$ 的图形

第八节　岩石密度的测定

岩（矿）石的密度差异是引起重力异常的主要因素，也是重力异常解释的主要依据。因此，研究和测定岩（矿）石的密度变化，是重力勘探的一项重要任务。

一、岩石标本的采集

岩（矿）石标本的采集，密度的测定和资料的整理，应以研究中间层密度和异常的解释推断为目的来布置，要准确测定岩（矿）石密度，全面了解岩（矿）石密度变化规律。

采集岩（矿）石标本时应注意下列各点：

1．标本的采集应根据设计书的要求进行，为确定中间层密度，应在基岩出露区布置面积性标本采集工作，并用天平或密度计测定其密度，以了解地表岩石密度的变化规律。有条件时，应测定钻井岩芯密度，以了解密度随深度的变化规律。

2．为了解释推断重力异常，应在异常区及其附近布置密度标本的采集工作，以了解勘探对象与围岩之间的密度差异及其变化规律。

3．标本要具有代表性，采集数量应视具体情况而定，通常每种岩性标本的数量不少于30块，主要岩石或矿石标本数量应不少于50至100块，每块标本的重量以50至100克为宜。

4．采集标本的地点，部位、岩（矿）石名称及有关地质现象，应在野外进行描述和编录，必要时应进行岩矿鉴定。

二、岩石密度测定方法

1．天平测定法：

根据阿基米德原理：物体置于水中所减轻的重量等于它所排开同体积水的重量。

如果我们用天平在空气中称得标本的重量为P_1，在水中称得标本的重量为P_2，则它的密度为：

$$\sigma=\frac{P_1}{V}=\frac{P_1}{P_1-P_2} \tag{1.173}$$

式中V为岩石标本的体积。

对于多孔或疏松岩石，可将标本封腊后，用天平法测定，其计算公式为：

$$\sigma=\frac{P_1}{P_3-P_2-\frac{P_3-P_1}{\sigma_k}} \tag{1.174}$$

式中 P_1——标本涂腊前在空气中的重量；

P_2——涂腊后在水中的重量；

P_3——涂腊后在空气中的重量；

σ_k——石腊的密度，约等于0.9克/厘米^3。

对于表土不宜放在水中，通常是切取规则形体，求出它的体积，并称其重量，用下式直接求出它的密度：

$$\sigma=\frac{P_1}{V} \tag{1.175}$$

其中V为求得的土块体积，P_1为在空气中称得的重量。

2．密度计测定法：

天平测定法是一种简单而粗略的方法，为提高效率和精度，可采用专门测量密度的仪器——密度计来测量，可直接从仪器刻度盘上读出标本的密度值，不需任何计算。

密度计的结构原理如图1—76所示。

一个折式秤臂AOB，秤臂AO和OB的长度均等子r，两臂成（180°—φ）角度，秤臂可绕水平轴O在垂直平面内转动。当A端不放砝码，B端不挂标本时，O点为整个秤臂的重心，因此，整个系统对O轴为随意平衡。

测定时，将标本用细绳缚挂在B端，在空气中调节A端盘中的砝码，使AO与水平线成α_1的角度，这时秤臂上的指针对准刻度盘上的N标志线，此时，设A端的砝码重为P，B端的标本重为P_1，则平衡时有下列关系：

$$P\cos\alpha_1 = P_1\cos(\varphi-\alpha_1) \qquad (1.176)$$

将标本浸入水中，标本因受水的浮力，OB 端上升，在新的位置上平衡。假定在新的平衡位置时，AO 与水平线的夹角为α_2，标本在水中的重量为 P_2，则新的平衡关系为：

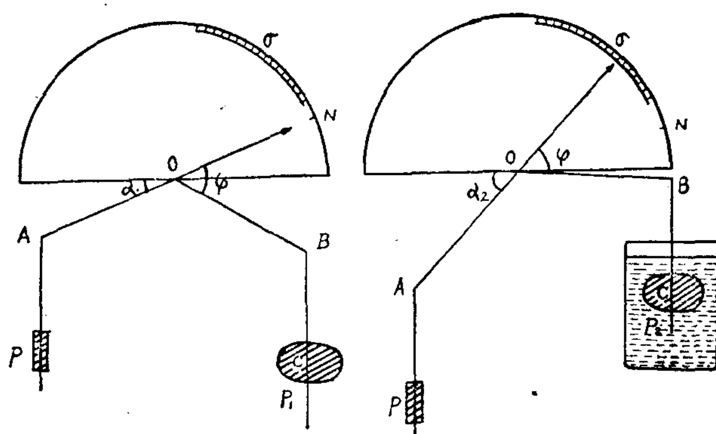


图 1—76　密度计

（a）标本在空气中　　（b）标本放入水中

$$P\cos\alpha_2 = P_2\cos(\varphi-\alpha_2) \qquad (1.177)$$

从(1.176)和(1.177) 式中解出 P_1 和P_2，然后代入(1.173)式可得：

$$\sigma = \frac{\mathrm{ctg}\,\varphi + \mathrm{tg}\,\alpha_2}{\mathrm{tg}\,\alpha_1 - \mathrm{tg}\,\alpha_2} \qquad (1.178)$$

从上式可解出 α_2 为：

$$\alpha_2 = \mathrm{tg}^{-1}\frac{\mathrm{ctg}\,\varphi + \sigma\,\mathrm{tg}\,\alpha_1}{\sigma-1} \qquad (1.179)$$

从 (1.179) 式可看出：整个公式与重量无关，φ 角是仪器的构造常数，α_1 可通过调节砝码使其保持不变。因此，α_2 仅仅是 σ 的函数。所以，给定 σ 一系列值，则可得一系列相应的 α_2 值。在 α_2 的位置上，直接刻上 σ 值，便制成密度计的读数盘（刻度盘）。

密度计的使用方法：

（1）将仪器调平，然后调节秤臂上的调节螺丝，使整个系统处于随意平衡状态。

（2）B端悬挂标本，A端放砝码，并调整砝码的重量，使指针指在刻度盘的N标志上。

（3）将标本浸入水中，当秤臂静止时，指针所指的刻度即为该标本的密度。

仪器测定的准确度可达到0.01—0.02克/厘米^3，效率比天平法快3—4倍。

3．剖面测定法：

这种方法是测定自然状况下岩石的宏观密度，其方法是：

在工区内，选择一个地形起伏较大，远离局部异常的地方，进行重力剖面测量，然后对观测结果进行纬度改正，再选用不同的中间层密度，进行布伽改正，当所选用的密度值接近真实值时，校正后的剖面曲线应接近直线；反之，当所选用的密度大于真值时，布伽重力异常曲线形状将与地形起伏相反；当密度选择过小时，布伽重力异常曲线形状与地形剖面的形状相似。

因此，我们选用不同的中间层密度进行布伽改正后，得到一组布伽重力异常剖面曲线，选用其中接近直线者所相应的密度值作为表层的（中间层）密度。

确定中间层密度，还有一些其他方法，不再一一详述。

三、密度资料的整理与表示方法

（一）所有标本经过测定之后，应按不同的岩性和不同的地质年代分组，计算出各种岩石密度的平均值，填入岩石密度统计表内。表格的形式和内容如表1—9

这种表只能给出每种岩石密度的变化范围和大致的数值。

当同一种标本的数量较多时，最好用加权平均或岩石密度正态分布曲线确定它们的合适密度值。

1．加权平均法：

例如同一组岩石共测了x块，其中密度为σ_1的有x_1块，σ_2

表 1—9

岩石名称	标本数量	密度变化范围	平 均 值	备 注

的有 x_2 块……，σ_n 的有 x_n 块，则它们的加权平均密度为：

$$\sigma=\frac{\sigma_1x_1+\sigma_2x_2+\cdots+\sigma_nx_n}{x} \tag{1.180}$$

这种方法比算术平均法要优越，它可以反映出大多数标本的密度。

2．密度正态分布曲线法：

当同一种岩石标本数量较多时，可按密度大小，划分成若干组，以岩石密度为横座标，每组的标本数占所测标本总块数的百分比为纵座标绘图，如图 1—77 所示。

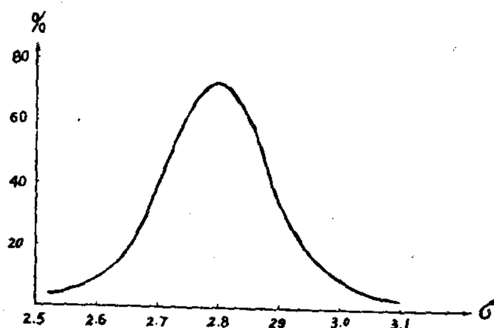


图 1—77　正态分布曲线

按照概率理论，岩石密度的平均值可由曲线极大值的横座标来确定。这种方法的优点是：

（1）可以帮助鉴定测量质量，如不同组的岩石混在一起，曲线将不符合正态分布规律，图中可能出现两个或两个以上的峰

值，可发现岩石标本的分组有问题或密度测定不准。

（2）可以帮助鉴定各种岩石密度的稳定性。当正态分布曲线很尖锐并对称于极大值时，表明这种岩石的密度变化较稳定，反之，曲线平缓、极值不明显，曲线比较杂乱，则表明这种岩石的密度不稳定。分析异常时，要注意这种岩石密度变化的影响。

（二）如果标本是取自钻孔或不同地质年代的地层中，则可把密度测量结果与地质柱状图绘在一起，作成岩石物性及地质柱状综合剖面图、从这种图上可以清楚的划分出密度界面，在重力异常的解释中要充分注意密度界面起伏不平的影响。

绘柱状图时，对于同一地质年代而岩性变化频繁的薄交互层，可用它们的平均密度表示，

当工作地区钻孔数量较多时，可根据密度测定结果，按同一层位的密度勾绘密度变化曲线平面图，这种图件对于重力异常的解释推断很有帮助。

四、常见岩石和矿石的密度

常见岩（矿）石的密度，见表1—10这些资料只能作为参

主要岩石和矿石密度表　　表1—10

名　称	密度范围	名　称	密度范围	名　称	密度范围
纯橄榄岩	2.5—3.3	大理岩	2.6—2.9	硬石膏	2.7—3.0
橄榄岩	2.6—3.6	白云岩	2.4—2.9	石膏	2.2—2.4
玄武岩	2.6—3.3	锰矿	3.4—6.0	煤	1.2—1.7
辉长岩	2.7—3.4	钨酸钙矿	5.9—6.2	褐煤	1.1—1.3
安山岩	2.5—2.8	铬铁矿	3.2—4.4	钾盐	1.9—2.0
辉绿岩	2.9—3.2	赤铁矿	5.1—5.2	铝钒土	2.4—2.5
玢岩	2.6—2.9	磁铁矿	4.8—5.2	重晶石	4.4—4.7
花岗岩	2.4—3.1	表土	1.1—2.0	刚玉	3.9—4.0
石英岩	2.6—2.9	粘土	1.5—2.2	氟石	3.1—3.2
流纹岩	2.3—2.9	页岩	2.1—2.8	黄铁矿	4.9—5.2
片麻岩	2.4—2.9	石灰岩	2.3—3.0	黄铜矿	4.1—4.3
云母岩	2.5—3.0	砂岩	1.8—2.8	钛铁矿	4.5—5.0
千枚岩	2.7—2.8	干砂	1.4—1.7	磁黄铁矿	4.3—4.8
蛇纹岩	2.6—3.2	白垩	1.8—2.6		

考，不能代替具体地区的密度测定工作。

注：本章主要参考了如下资料

1. 北京地质学院编　重力勘探　1962年　中国工业出版社
2. 国家地质总局编　重力勘探手册　1976年　地质出版社
3. 长春地质学院编　重力勘探　1977年　内部印刷
4. 北京地质学校编　重力勘探　1964年　中国工业出版社

第二章　放射性勘探

第一节　基 础 知 识

一、原子与原子核

世界上的物质，形形色色，种类繁多，但它们却是由数目有限的化学元素所组成。目前已知天然元素有九十二种，连同人造元素共一百零五种。元素的最小单位叫做原子，原子的直径只有一亿分之一厘米左右，原子的中心有一个带正电的原子核。核外有一些带负电的电子绕核旋转，原子核的直径只有原子直径的一万分之一左右，但原子的质量基本上都集中在原子核里。

原子核又是由质子和中子组成的。质子和中子的质量接近相等，质子带正电，中子不带电，每个质子所带的正电荷与一个电子所带的负电荷相等，而原子核中的质子数目与核外的电子数目也相等。因此核内外正负电荷相等，从整个原子来看，是中性不带电的。

最简单的原子是氢原子，它的原子核只有一个质子，核外只有一个电子。其次是氦原子，它的原子核有两个质子和2个中子，核外有2个电子。自然界最复杂的是铀原子，它有92个电子，92个质子，和一百多个中子。

每种原子核用一个符号表示，例如，$_{1}H^{1}$、$_{2}He^{4}$、$_{92}U^{238}$。左下角的数字表示原子序数，（在元素周期表中的位置），它等于该元素原子核中的质子数。右上角的数字表示原子核的质量数，它等于原子核中质子数加中子数。$_{92}U^{238}$有92个质子和146个中子，所以它的质量数是$92+146=238$。（也可将质量数写在元素符号的左角上，如$^{1}_{1}H$、$^{4}_{2}He$、$^{238}_{92}U$）。

原子序数相同，而质量数不同的元素，称为同位素，例如氢有 $_1H^1$、$_1H^2$、$_1H^3$ 三个同位素。氦有 $_2He^3$、$_2He^4$，两个同位素。铀有 $_{92}U^{234}$、$_{92}U^{235}$、$_{92}U^{238}$，三个同位素(最近人工制成 $_{92}U^{233}$)。

二、放射性勘探

从周期表中可以看出，随着原子序数的增大，原子核内的中子和质子数目相应增加，而中子数比质子数增加得快。当原子核增大到一定程度以后，就变得不稳定，就要抛出一些物质（射线）而衰变（蜕变）成为另一种较轻、较稳定的原子核。这种性质就称为放射性。这种元素就叫放射性元素。利用放射性这一物理性质来找矿的物探方法称为放射性勘探。

三、射线

放射性元素的射线共有三种：

（一）α 射线　由 α 粒子组成。α 粒子就是氦原子核，带正电。其运动速度为光速的 $\frac{1}{15}$—$\frac{1}{20}$，在空气中的射程只有几厘米，容易被吸收，一层纸就能把它挡住。

（二）β 射线　由 β 粒子组成。β 粒子就是电子。其运动速度为光速的 $\frac{29}{100}$—$\frac{96}{100}$，在空气中的射程可达一米左右。在岩石中可穿透几个毫米。

（三）γ 射线　为一种电磁波。传播速度等于光波。它的穿透力较强，在空气中的射程可达 1—2 百米，能穿透 1—2 米厚的岩石。因此，放射性勘探，主要是用仪器探测 γ 射线。但这也只能找埋藏很浅的矿。

射线射到空气中，可以使空气发生电离，形成成对的离子；射到某些物质上可以产生荧光或磷光；(夜光表就是利用这一原理制成的)，射到照相底片上，可使底片感光；射线还会使某些矿物变色、退色；强烈的射线会引起有机体的损坏（只要注意防护，微弱的射线对人体健康并无影响)。

四、放射系



放射性元素，有的是天然的，有的是人工制造的。放射性勘探主要是找天然放射性元素铀，其次是钍，作为原子能的矿物原料。天然放射性元素有三个系统。每个系统以某一元素为始祖，衰变生成第二代元素。第二代也不稳定又衰变成第三代。如此类推形成一系列的放射性元素，直至衰变成为稳定的元素为止。这三个系统称为放射系，各以第一代元素的名称来命名，即 $_{92}U^{238}$ 系，$_{92}U^{235}$ 系和 $_{90}Th^{232}$ 系，或称铀镭系（铀系）锕铀系（锕系）和钍系。（在原理上还有一个镎（$_{93}Np^{237}$）系，但在自然界未发现）。$_{92}U^{238}$ 和 $_{92}U^{235}$ 是同位素，在天然铀矿中主要是 $_{92}U^{238}$，而 $_{92}U^{235}$ 只占 0.7%，铀和钍也经常共生。

以铀镭系为例，它有 10 种元素，15 代，共 20 种原子核，见表 2—1。锕铀系有 12 种元素，12 代，17 种原子核。钍系有 9 种元素，11 代，13 种原子核，不另列表。

除上述的三个放射系以外，还有一些不成系的天然放射性元素如 $_{19}K^{40}$、$_{62}Sm^{147}$、$_{57}La^{138}$、$_{49}In^{113}$ 等。其中只有 $_{19}K^{40}$ 能引起放射性异常。

五、衰变规律

一种放射性元素衰变为另一种放射性元素，完全是原子核内部的自发反应，与核外的环境无关。不论这个元素是单独存在，还是在某种化合物中，也不论外界的温度和压力如何，都不影响衰变速度。即对大量的原子而言，放射性元素的衰变有一定规律：

$$\frac{dN}{dt}=-\lambda N \tag{2.1}$$

式中　N——某一时刻的原子数目；

$\frac{dN}{dt}$——衰变率。因为 N 不断减少，所以 $\frac{dN}{dt}$ 为负值；

λ——衰变常数，即单位时间内衰变的原子数与当时原子总数的比值。如时间的单位用秒，则λ的单位为秒$^{-1}$。

（2.1）式表明衰变率与原子数目成正比。假定某一放射性

铀 镭 系 表 2—1

质量数＼元素	铊 TL	铅 Pb	铋 Bi	钋 PO	砹 At	氡 Rn	钫 Fr	镭 Ra	锕 Ac	钍 Th	镤 Pa	铀 U
238												UI α.γ
234										UX_1 β.γ	UX_2 UZ β.γ	UII α.γ
230										IO α.γ		
226								Ra α.γ				
222						Rn α						
218				RaA α.β	At α.β	Rn α						
214		RaB β.γ	RaC α.β.γ	RaC′ α.γ								
210	RaC″ β	RaD β.γ	RaE α.β	RaF α.γ								
206	TI β	RaG										
原子序数	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92

〔注〕1.方格内的符号如UI、UX_1 等为放射性元素名称（UI即${}_{92}U^{238}$）。它的下面是放出射线的种类。

2.本放射系可分为两个组：由UI至I_o为铀组，由R_a至P_b为镭组。

3.箭头表示由甲元素衰变为乙元素。

4.UX_2和UZ的原子核结构相同，能量状态不同，故称为同质异能素。

元素的 $\lambda=0.01$ 秒$^{-1}$，当有 10^6 个原子时，每秒衰变 10^4 个；当剩下 99×10^4 个原子时，每秒衰变 99×10^2 个。如此类推，原子数目不断减少，衰变率也不断降低。

不同的元素，其 λ 值也不同，λ 越大表示衰变得越快。衰变

规律也可用下式表示：

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \tag{2.2}$$

N_0 开始时（ $t=0$ ）放射性元素的原子数目。

N经过时间 t 的衰变，剩余的原子数目。

（有 N_0-N 个原子已衰变为其他元素）

从上式可以看出N随 t 的增大而减少，当 t 等于无穷大时，N才等于零。因此说某个放射性元素的寿命有多长，是没有意义的。我们常用**半衰期** $T_{1/2}$ 来表示放射性元素的衰变快慢，比 λ 更为直观。半衰期是指放射性元素原子数衰变掉一半，剩余一半，所需的时间。一个元素的 λ 越大，则衰变越快，因此 $T_{1/2}$ 就越小。反之 λ 越小，$T_{1/2}$ 越大，二者有以下关系：

$$T_{1/2} = \frac{0.693}{\lambda} \tag{2.3}$$

图 2—1 表示三种放射性元素的衰变曲线，第一种元素的衰变常数 λ_1 大于第二种元素的 λ_2，而 $(T_{1/2})_1$ 小于 $(T_{1/2})_2$。第三种元素 λ_3 趋近于 0，$(T_{1/2})_3$ 趋近于无穷大。

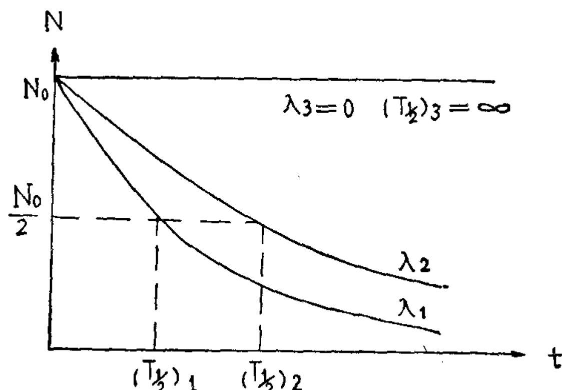


图 2—1 放射性元素的衰变曲线

放射线元素的半衰期越小，衰变越快，也就表示它的放射性越强。例如 $_{92}U^{238}$ 的半衰期是 4.5×10^9 年，而镭 $_{88}Ra^{226}$ 的半衰期为 1590 年，所以镭的放射性比铀的放射性强三百万倍，一克

镭产生的射线强度相当于三吨铀的射线强度。

如果一个放射性元素的半衰期很长，可以认为在一小段时间内它的原子数目没有变化，因而它的衰变率应为一常数。但实际观察结果，不是一个常数，而是稍有变化的。这个变化有正有负，有大有小，称之为衰变的统计涨落。这是因为原子核的衰变是带偶然性的。如果观测许多次，取平均值，则可以消除统计涨落的影响，结果接近于理论数值。因此在实际工作中观测射线强度时，应该采取多次观测法或延长记录时间，以提高观测精度。

六、放射性平衡

在放射系中，甲元素衰变成乙元素，乙衰变成丙，丙衰变成丁，如此类推。现在看一看甲元素和乙元素二者在数量方面的关系。如果甲元素的半衰期很长，可以认为在一段时间内甲元素的数量保持不变。乙元素本来没有，由于甲元素的衰变而生成，一面生成，一面又衰变成丙元素。假定乙元素的半衰期较小，则开始生成的多，衰变的小，（由于甲元素的数量多，乙元素的数量少）所以乙元素的数量逐渐增多。但增到一定程度以后，生成数量和衰变的数量相等了，所以乙元素的数量也就保持稳定。这时甲乙两种元素在数量上有一定比值，这种情况叫做长期平衡。

图 2—2 表示甲、乙两种元素处于长期平衡状态。

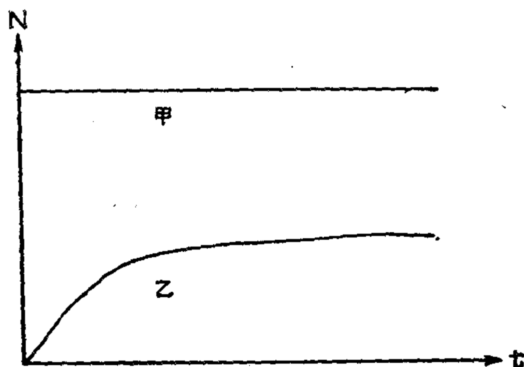


图 2—2　二放射性元素的长期平衡

$T_{1/2甲} \gg T_{1/2乙}$

如果甲元素的半衰期不太长，乙元素的半衰期仍然比甲的半衰期短，则甲元素逐渐衰变减少，而元素开始增加，到极大值后，便减少了。在后期甲、乙两种元素的数量也保持一定的比值，这叫做**动平衡**，如图 2—3 所示。

如果甲元素和乙元素的半衰期相等，或甲元素的半衰期小于乙元素的半衰期，则二者不能达到平衡，如图2—4、图2—5、图2—6。

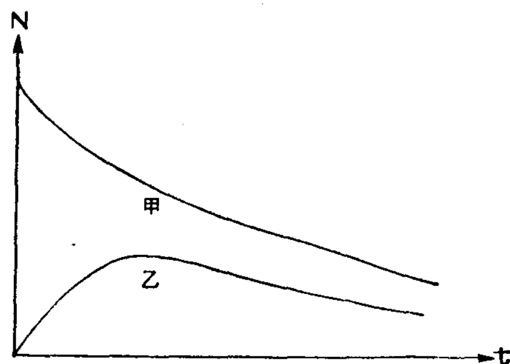


图 2—3　二放射性元素的动平衡

$T_{1/2甲} > T_{1/2乙}$

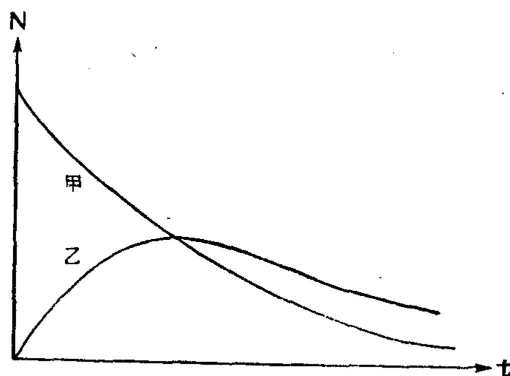


图 2—4　二放射性元素不能平衡

$T_{1/2甲} = T_{1/2乙}$

在三个天然放射系中，都各有好几代元素。虽然它们的半衰期有长有短，但第一代的三个元素的半衰期都特别长，所以在正

常情况下放射系中各元素都可以达到长期平衡。

我们要找铀矿，可是铀组元素的γ射线微弱，不能用一般的辐射仪来探测出来。然而和铀在一个放射系中的镭组，则能放射很强的γ射线（主要是由 RaB、RaC、RaC′ 放射出来的），可以用一般的辐射仪测量出来。如果一个铀矿床，未受风化破坏，铀和镭处于平衡状态（1 克铀与 3.4×10^{-7} 克的镭相平衡）。则我们可以根据γ射线的强弱推断铀是否富集。相反，如果矿床受风化

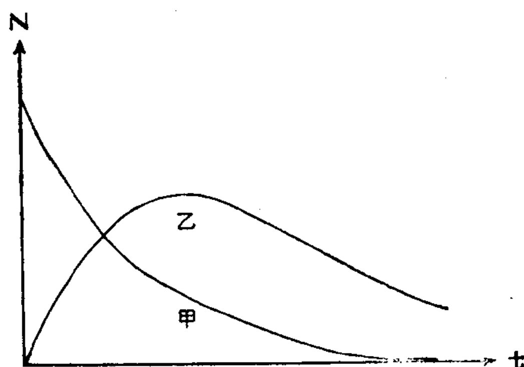


图 2—5　二放射性元素不能平衡

$T_{1/2甲}<T_{1/2乙}$

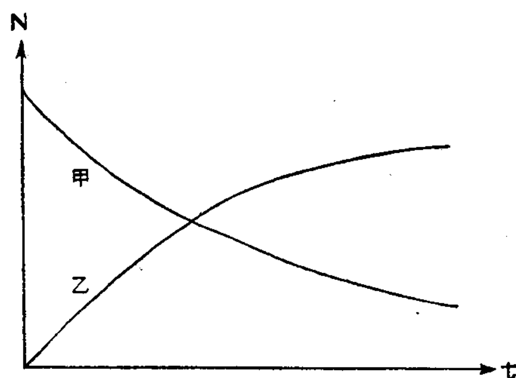


图 2—6　二放射性元素不能平衡

$T_{1/2甲}\ll T_{1/2乙}$

破坏严重，铀多被溶解运走，镭则保留得较多，这时二者之间的放射性平衡已不存在，则不能根据γ射线的强度推断铀的多少。

另外，当铀被溶解运走以后，在另一地点又沉积下来，生成次生铀矿。在生成以后一段时间内，铀和镭尚未达到放射性平衡。这时用γ射线的强度来推断铀矿的多少，也会发生错误。由此可见操作人员，在野外应该注意地质现象的观察，才能使物探成果的解释推断符合事实。

七、单位

放射性勘探常用的单位有以下几种：

（一）居里　是放射源的放射性强度（源强）的单位。

凡每秒钟能产生 3.71×10^{10} 次衰变的放射源，称其强度为1居里。或者，某放射源，其γ射线强度与1克镭的γ射线强度相当时，该放射源的放射性强度就是1居里。小的单位为毫居里，微居里。

可以理解，一居里放射性强的物质，重量要比一居里放射性弱的物质重量小。

（二）爱曼　是气体或液体中放射性物质浓度的单位。

$$1\text{爱曼}=10^{-10}\text{居里/公升}$$

（三）伦琴　是射线的剂量单位

γ射线（或x射线）在标准状态下（0℃，760mm汞柱）照射干燥空气，使空气电离，当每立方厘米空气产生1个静电单位（2.08×10^{9}对离子）的电量时，射线的剂量称为1伦琴。

（四）伦琴/小时和伽伵　是射线的剂量率单位。

每小时受1伦琴剂量的照射，剂量率就是1伦琴/小时。1微伦琴/小时 $=10^{-6}$ 伦琴/小时，常称为1伽伵（γ）。这也就是射线强度的单位。

第二节　辐　射　仪

放射性勘探所用的仪器有好几种，有野外测量射线强度用的辐射仪，有测量放射性气体浓度的射气仪，还有放射性测井仪和室内分析仪器。本节只介绍目前广泛应用的闪烁辐射仪。

一、闪烁辐射仪

闪烁辐射仪主要由以下几部分组成（参看图 2—7）。

（一）闪烁计数器

闪烁计数器的结构见图 2—8，它主要由荧光体和光电倍增管两部分组成。二者之间，涂以硅油，作为导光介质（光导体）。荧光体有许多种，测量γ射线的一般用铊激活的碘化钠晶体〔NaI(Tl)〕。当γ射线射到荧光体上时，荧光体就产生闪烁现象，放

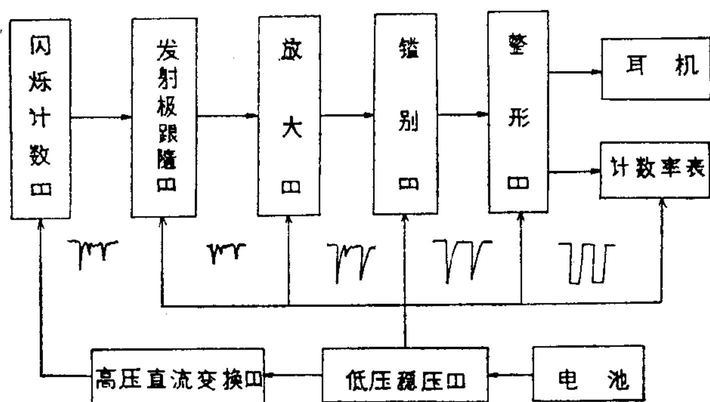


图 2—7 闪烁辐射仪原理方框图

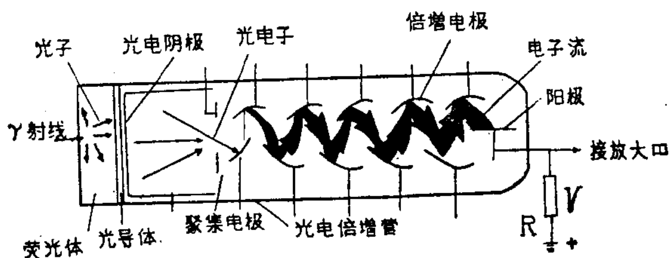


图 2—8 闪烁计数器原理结构图

出光子，光子射到光电倍增管的光电阴极上，光电阴极便放出光电子。这些光电子在光电倍增管的各倍增电极之间，不断加速和增多，最后形成一大股电子流被阳极收集，通过电阻R入“地”。这样在电阻R的上端形成一个电压脉冲。脉冲的辐度与γ射线的

能量成正比，而单位时间的脉冲个数则与γ射线的强度成正比。因此只要用一套电子线路把脉冲数记录下来，就可以知道γ射线的强度。

（二）发射极跟随器

发射极跟随器具有输入阻抗高，输出阻抗低的特点，可以起阻抗匹配作用，把高输出阻抗的前级（计数器）和低输入阻抗的后级（放大器）匹配起来。

（三）放大器

用一宽频带放大器，放大脉冲，并保持脉冲不变形。

（四）鉴别器

或称甄别器，其作用是让有用的信号脉冲通过，将干扰脉冲除去。因为信号脉冲的幅度较大，而干扰脉冲的幅度一般较小。鉴别器只让大于一定幅度的脉冲通过。

（五）整形器

通过鉴别器的脉冲仍然有大有小，形状不一。整形器的作用就是把这些不整齐的尖脉冲，转换成幅度一样，宽度一样的矩形脉冲，输入计数率表。这样计数率表上的读数，才不受脉冲形状和大小的影响，只反映单位时间内的脉冲数目。

（六）计算率表

计算率表是把输入的矩形脉冲电压转换成直流电压。直流电压数值与每单位时间输入的脉冲数目成正比，也就是与γ射线的强度成正比。此直流电压由一个电表指示出来。根据电表上的读数就可以换算出γ射线的强度。

（七）耳机

脉冲电压输入耳机，可以在耳机中听到“格格”的声响。声响越密表示γ射线越强，可以定性地估计γ射线的强度。

（八）电池

供给仪器各部分的电能。电池电压为10伏左右。

（九）低压稳压器

使用稳压器，可以保持输出的电压稳定不变（变化小于5%）

以提高仪器工作的稳定性。

（十）高压直流变换器

高压直流变换器是把小于10伏的电压转变成一千余伏直流高压，供给光电倍增管使用。

国产闪烁辐射仪有几种型号，如FD-117G1型，FD-71型，FD-72型等。主要用于γ射线的测量。

二、辐射仪的操作步骤

（一）把耳机插入仪器上的插孔。

（二）调节电表上的机械零点。

（三）把电池装入仪器。

（四）将状态转换开关，置于“电压”挡，检查电池电压。

（五）将状态转换开关，置于“工作”挡，将测程转换开关置于合适的挡上。此时便可以从耳机中听到脉冲声。同时电表指针偏转到一定位置。

注意事项：

（一）防止仪器受振受潮。

（二）工作前，应先接通仪器电源，预热20—30分钟，使仪器达到稳定状态。

（三）仪器通电后，不可打开光电倍增管的屏蔽部分，以免因曝光而损坏。

（四）工作结束，应将状态转换开关，置于“关”（“断”挡上）。仪器长期停用，要把电池取出。

三、辐射仪自然底数的测定

辐射仪测量的射线强度I由以下四个部分组成：

（一）仪器本身的射线强度I_a；

（二）宇宙射线的强度I_b；

（三）岩石土壤的正常射线强度I_c；

（四）辐射体（放射性矿物）的射线强度I_d。

第一部分加第二部分的总和称为辐射仪的自然底数。

$$I_0=I_a+I_b$$

第三部分即正常场强度。

第四部分即放射性异常。

$$I = I_a + I_b + I_c + I_d = I_0 + I_c + I_d \tag{2.4}$$

自然底数一般不大，在 10γ－20γ 以下，在工区内可视为常数。放射性勘探所需要测定的是第三第四部分的和。所以要从野外观测数据中除去自然底数。

测定自然底数的方法：

（一）在湖中测定自然底数

要求湖的面积较大，湖水没有放射性污染，湖水深 1 米以上，湖四周无高山，空气中无氡气。这样，在离开湖岸数十米的湖中所测定的射线强度即为自然底数。因为岩石和放射性物质的射线已被湖水所吸收。

（二）铅屏法

铅屏（铅杯或铅板）对 γ 射线有显著吸收作用，而对宇宙射线的影响不大。

将仪器的探棒（探测器）放在铅屏外，在自然条件下，测定一次射线强度，得 I_1。再把探棒放入铅屏中测定一次，得 I_2，在后一种情况下，岩石土壤的射线一部分被铅屏吸收，总强度减弱，用方程式表示如下：

$$I_1 = I_0 + I_c \tag{2.5}$$

$$I_2 = I_0 + I_c e^{-\mu d} \tag{2.6}$$

式中：μ 为铅屏的吸收系数。

实测结果，采用杯状铅屏，d＝0.3 厘米时，μ 等于 3.9/厘米；d＝0.6 厘米时，μ＝3.1/厘米。d 为铅屏的厚度，以厘米为单位。

解上面的联立方程式，得

$$I_1 - I_2 = I_c - I_c e^{-\mu d} = I_c\,(1 - e^{-\mu d})$$

$$I_c = \frac{I_1 - I_2}{1 - e^{-\mu d}} \tag{2.7}$$

得自然底数

$$I_0 = I_t - I_c = I_t - \frac{I_1 - I_2}{1 - e^{-\mu d}} \qquad (2.8)$$

（三）若工作地区没有湖，手头又没有铅屏，则可以在非放射性岩石（纯石灰岩、石英砂岩等）的大片露头上测定自然底数。这和在湖里测定的结果一样。

仪器更换部件以后，应重新测定一下自然底数。

四、辐射仪的标定

在辐射仪电表上读出的"格数"要把它换算成射线强度的γ数，这个步骤称为辐射仪的标定。

（一）标准源

γ标准源是用来标定辐射仪的，标准源用镭盐制成，密封在铂管中。常用的5号标准源，内装0.1毫克镭，距离它1公尺处的γ射线强度为84γ。6号标准源，内装1毫克镭，距离一公尺处的强度为840γ。

（二）标定方法

通常采用的标定方法是选择开阔平坦的地方，把仪器和标准源吊在支架上（见图2—9），可以活动，要离开地面1.5米以上，计数器和标准源的水平距离为R，则计数器上的射线强度为

$$I = \frac{A}{R^2} \qquad (2.9)$$

A——距放射源一米处之γ射线强度。

这时在辐射仪上取读数S。移动标准源，使R依次等于R_1、$R_2 \cdots\cdots R_n$，可以得到相应的读数，S_1、$S_2 \cdots\cdots S_n$和相应的射线强度值I_1、$I_2 \cdots\cdots I_n$。以S为纵座标，相应的I为横座标，以O为原点，则可画出一条曲线，如图2—10所示。

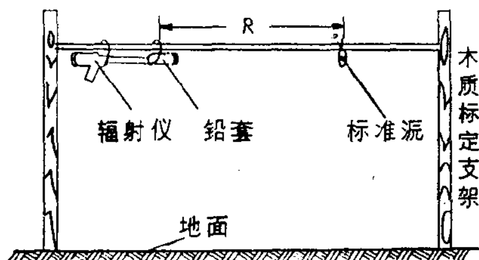


图 2—9 空中标定法

S′是未放标准源时（R＝∞），仪器的读

数。它是由 I_0 加 I_c 的和引起的。

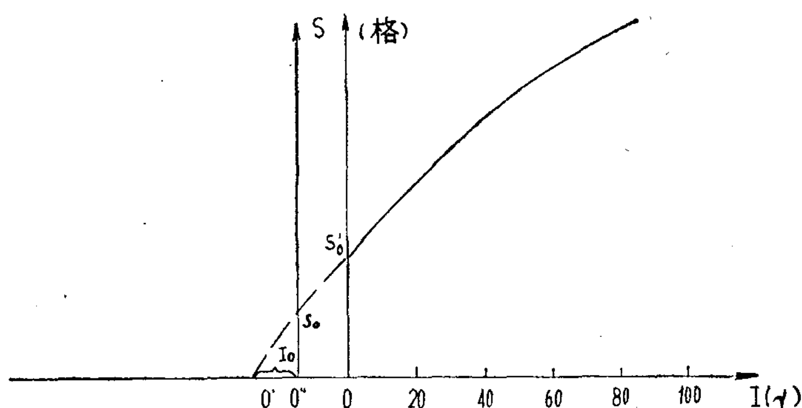


图 2—10　标定曲线的作法

将曲线左端延长，与横轴相交于 0′，则 $\overline{00'}$ 表示 I_0+I_c。取 $\overline{0'0''}$，使它等于自然底数 I_0。建立以 0″ 为原点的新座标系如图 2—11 。把曲线移到新生座标系中，则由线上每点的 S 值，即对应于射线 I_c+I_d。当 $I_c+Id=0$ 时，仪器读数为 S_0，它是自然底数引起的。(在普查时，也可用 0′ 为座标原点，即不除去自然底数)。

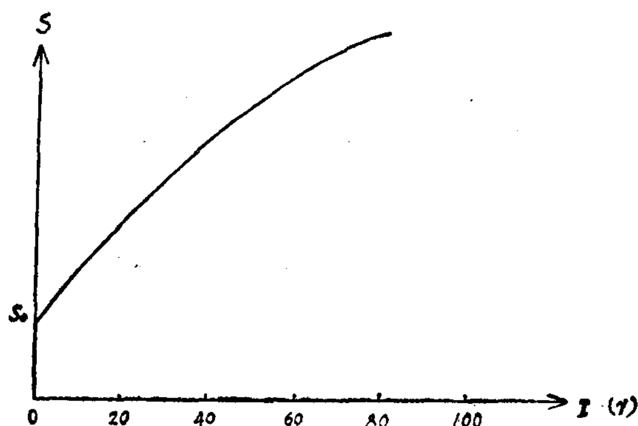


图 2—11　标定曲线

仪器的三个测程，都要分别标定，有了标定曲线，则在野外观测的每个读数，都可以换算成射线强度了。也可以作出S与I的对应值的表格，便于查考。

最好用5号标准源标定仪器小的测程，用6号标准源标定大的测程。因为用6号源标定小挡时R必须很大，R太大则干扰增加，影响标定精度。若用5号源，标定大挡，则R必须很小，R太小，标准源与点状源不符，（标定公式是以点状源为根据的。）R的丈量误差也增大，所以也降低了标定精度。

辐射仪平常应每隔10—15天，标定一次。另外在经过长途运输，或长期搁置不用，或经过检修，更换部件以后，都要重新标定。

标定后，标准源应放回铅罐，妥为保存，以防丢失。

第三节　工 作 方 法

一、伽玛测量

野外放射性勘探，主要是测量γ射线强度，因α、β射线的穿透能力很弱，稍有覆盖，就不能发现矿体。γ射线的穿透能力相对说来要强得多，而且在野外测量γ射线的仪器轻便，操作简单，工作效率高。

放射性勘探的主要工作对象为铀镭系元素，其次为钍系，而锕铀系的放射性很弱，在野外不能单独发现。对于铀镭系来说，其主要的γ辐射体是RaB、RaC和RaC′。当铀组和镭组处于平衡状态时，可以根据γ射线的强度评价铀矿的富集程度。但当放射性平衡已被破坏时，则应该测量β射线或β+γ射线。因为铀组和镭组的β射线强度相差不多，测量β射线就不会漏掉铀矿体。（测量β射线或β+γ射线，可以用有机晶体计数器的辐射仪）。

任何岩石都含有放射性元素，只是含量有多有少，在各种岩石上都可以测量出一定的射线强度，这就叫做**正常场**。一般石灰岩、大理岩、白云岩和基性，超基性岩浆岩的正常场较弱而稳

定。粘土、页岩、酸性岩浆岩和炭质岩石的正常场较强，变化也较大。如岩石中存在铀、钍矿体，则在正常场的背景中会出现异常。一般在野外发现高于正常场 2—3 倍的射线强度，即可认为是异常了。测量 γ 射线，能发现埋藏不太深的放射性矿体。矿体越大，含量越富，则能被探测的深度也越大，但最大探测深度，不会超过 1—2 米。如果矿体上部形成分散晕，则探测深度可以增加。由于放射性勘探的探测深度不大，所以在野外尽可能在岩石露头上测量。在步行时，操作员要“蛇曲”前进，并左右摆动探棒（离地面 10 厘米左右）以增加探测范围。步行速度不宜太快，每小时约 1—2 公里。前进时戴上耳机，如果听到脉冲声突然加密，就应该停止前进，就地进行追索研究。

野外工作期间，应经常检查辐射仪的工作情况，以保证工作质量可靠。每天出工前和收工后，都要用工作标准源检查仪器的灵敏度。工作标准源是把放射性矿物粉末装入金属管中制成。在仪器标定以后，把工作标准源紧贴探棒上某点（作一记号），记录读数。以后每天把工作源放在同一点上，察看仪器读数有无变化。如果读数变化超过 10%，则应该重新标定。如果发现仪器很不稳定，则需进行修理。

放射性勘探的测区，尽量选择在覆盖不厚，岩石露头发育的地区。在沼泽地带，放射性平衡，易被破坏，这时应布置β+γ射线的测量。

放射性勘探的比例尺与测网密度，与磁法勘探大致相同。

1:100 万到 1:20 万比例尺的普查，常用航空 γ 测量，或用汽车为载运工具，进行测量。步行普查，一般用 1:5 万或 1:2.5 万比例尺，用地形图，目测定点，寻找放射性矿床或成矿有利地段。

矿区外围找矿，采用 1:1 万比例尺，半仪器定点。测线大致沿一定方向，相隔一定距离，但要注意工区的地形地质特点，测线尽量通过露头较多的地方，和成矿有利的地段。工作人员应沿途观测地质情况，发现有意义的地质现象，应记录下来。发现异

常应及时追索，并把异常位置范围标在图上，在实地做好标记，以便以后寻找。在矿化地段，进行找矿或对异常进行详查，比例尺大于1:1万，用测量仪器布置测网，逐点进行定量测定，仔细圈定异常，为进一步的揭露工程提供资料。另外，对于探槽、探井、坑道、岩芯都要进行顺便检查，以防漏失异常。为了评价测量质量，应布置5—15%的检查测量。普查的质量，以是否漏掉异常来衡量。详查的质量以射线强度的观测误差来衡量。对所发现的异常要有一定数量的复查，并在异常上挖一小坑把探棒伸进去测量，看读数是否随深度增大。在异常点上应采取标本，测定其放射性。将典型标本带回室内进行仔细测定或化学分析。

每个测点的测量结果，要记录下来。回到室内以后，首先根据仪器标定曲线，把每点的读数S化为射线强度I，然后绘制成果图，放射性勘探也和重力勘探，磁法勘探一样，可以绘制剖面图，剖面平面图，等值线图。此外，在普查路线图上，可以用不同的颜色，代表不同的射线强度，绘成色线图。要有异常登记本，把每个异常登记上去，进行文字描述，并有简单的异常素描图。最后绘制地质物探综合图件，以地质图为基础，画上放射性异常点的分布，注上异常编号和γ强度以及工程揭露情况。

二、伽玛能谱测量

放射源放射出的γ射线，不是单一的，而是由不同能量的γ射线组成的。分析γ射线中不同能量的γ量子数（射线强度）便得到它的能谱，不同的辐射体有不同的能谱，利用能谱仪，在野外测定γ射线的能谱（仪器所测定的能谱已与γ射线的原始能谱有所区别，故称为仪器谱）就可以判断放射源是铀，还是钍，或者是其他放射性矿物。还可以测定它们在岩矿中的含量。图2—12是铀镭系和钍系γ射线的一段仪器谱，曲线的纵座标是单位时间的脉冲数，它与射线强度成正比。横座标是射线能量，单位是兆电子伏（电子在一伏电位差的作用下，所获得的动能，称为1电子伏）。

三、射气测量

射气测量就是测量放射性气体的浓度。在三个放射系中，各有一个气态放射性元素，即氡(Rn)，钍射气(Tn)和锕射气(An)，它们都放射α射线。其中后二种衰变很快，只有氡能扩散到几米

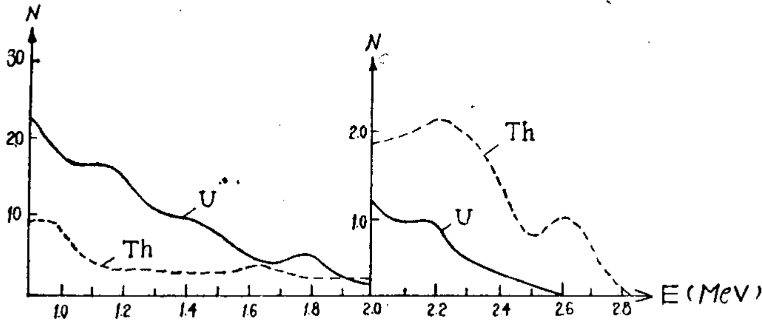


图 2—12 铀镭系和钍系γ射线的一段仪器谱

远的地方。放射性矿体产生的射气沿着覆盖土壤的空隙向外扩散，人们用射气仪测量土壤空气中的射气浓度，就可以发现矿体，射气测量的探测深度大于γ测量，可以找到埋藏几米至十余米的放射性矿体。由于氡和钍射气的半衰期不同，射气测量有时还能分辨放射性矿体是铀矿还是钍矿。

四、径迹测量

在放射性矿体埋藏很深，γ测量和射气测量都无效的情况下，可以测量α粒子的径迹，来发现隐伏矿体。工作过程是在野外每个测点上挖一深数十厘米的坑，把一个装有胶片（醋酸纤维等制成）的塑料杯埋下去。过二、三十天以后，把塑料杯取出来，检验胶片上α粒子的径迹。所谓径迹是指α粒子轰击胶片所造成的“伤痕”（呈圆形或椭圆形的小坑）。因为径迹太小，必须用化学药品处理以后，才能用普通显微镜看得见。在镜下观测径迹的密度（每平方厘米的“伤痕”数）。如果有放射性矿体存在，则在其周围必有放射性气体的扩散。虽然其浓度不大，但积累几十天，胶片就会留下一定的径迹，径迹的密度要比无矿的地方高。这样便形成了异常。

五、水的放射性测量

水流过放射性矿床，能够溶解氡气或其他放射性元素，所以，测量水的放射性，有时能发现隐伏较深，距离较远的矿体。

测量水的放射性，一种方法是提取水中的气体用射气仪测定射气浓度。另一种方法是直接把辐射仪的探棒插到水中进行测量。这种探棒是防水和不漏电的。

工作时和水化学法，分散流法一样，逆流而上，发现哪个支流的放射性增强，即顺此支流，向上追索，以寻找放射性水的源头，从而找到放射性矿床。

六、放射性防护

放射性元素的射线对人体有损害作用，若麻痹大意，会引起放射性病。但是，工作者若掌握防护知识，严格遵守操作规程，则放射性危害是完全可以避免的，不必要的顾虑也就消除了。

射线对人体的作用与射线种类，射线强度和照射方式有关：

（一）体外照射

α射线在空气中的射程只有几厘米，一层皮肤就能挡掉它。

β射线比α射线的穿透力强，但只能进入人体几毫米。所以除强烈的α、β射线，能对眼睛造成伤害以外，一般外部照射不会有多大影响。

γ射线的穿透力则大得多，可以穿透人体，但如果照射剂量（射线强度与照射时间的乘积）不超过允许剂量时，也不会损伤人体。

γ射线的允许剂量是每日不超过0.05伦琴。辐射仪测定的单位是微伦琴/小时（γ)。例如某处γ射线的强度为1000γ，在那里工作10小时，则所受的剂量为1000×10＝10.000微伦琴＝0.01伦琴，仍不超过允许剂量，所以不影响健康。在野外进行地面放射性勘探，外部照射的射线强度一般不高，在异常上工作的时间不长，所以影响不大。在矿井和坑道中工作时，可以计算一下所受的剂量是否超过允许数值。也可以佩带剂量笔随时可以知道剂量的大小。

（二）体内照射

放射性物质从口、鼻、伤口进入人体，不易排除。半衰期长的元素能长期在体内照射，故危害性更大。所以应防止放射性物质进入人体。在进入放射性矿井坑道时，要戴口罩，不准抽烟，吃东西。更不要让伤口接触放射性物质。工作完后，把手洗清。衣服如有放射性灰尘应更换。

天然放射性矿物，一般放射性不强，用手拿无危险，但拿完以后，应将手洗干净。人工放射源则强度较大，平时应放在铅罐中，存放离人较远的地方，最好放在地下室内，锁好，以防丢失。在使用时，操作要敏捷。强的人工放射源，不能直接用手去拿，可用钳子夹取，并用铅罩屏蔽，防止照射人体。工作完毕，应即妥善收藏。

第四节　应用实例

放射性勘探方法和其他物探方法一样，应用于三个方面：

（1）直接找矿

（2）间接找矿

（3）地质填图

一、直接找放射性元素矿床

放射性矿床主要指铀矿和钍矿。

铀元素在地壳中的含量并不比金、银、汞、锑等少，但由于铀比较分散，铀盐又易溶解，故不如其它金属利于富集成矿。目前有经济价值的铀矿物有以下几种。

（一）原生铀矿——以沥青铀矿为主，特点是颜色黑暗，比重很大，主要生成于热液矿脉中，也有生成于伟晶花岗岩、变质岩中或夹于沉积岩中成为矿层。

（二）次生铀矿——有钾钒铀矿、钙钒铀矿、铜铀云母、钙铀云母、、矽钙铀矿、板棱铀矿等。次生铀矿的特征是鲜艳的颜色和美观的外形。它们或者是由原生铀矿就地变成或者是原生铀

矿经溶解，搬运，再沉积下来的。

钍元素比铀更为分散。钍矿物很多，主要有钍石、方钍石、独居石等。目前独居石是唯一有经济价值的钍矿物。独居石不易风化，常在河床和海滩富集成砂矿床。

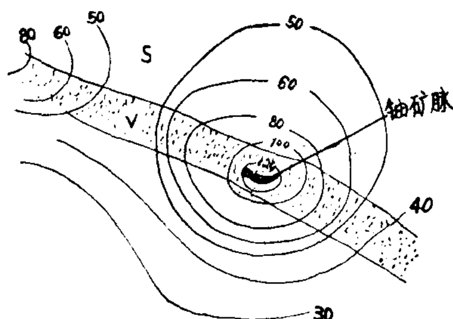


图 2—13　铀矿脉上的γ异常

S—云母石英片岩

V—含侵染状黄铜矿之石英脉

铀钍矿床能引起明显的放射性异常。特别是裂隙充填的铀矿脉，异常更为突出。图 2—13 是一个铀矿脉上的γ异常，矿体生成于含铜石英脉中，呈扁豆状。γ异常与矿体位置非常符合。

二、寻找与放射性元素共生元素的矿床

许多稀有分散元素，常和铀、钍共生，能借后者的放射性而被发现。例如我国中部某地用放射性勘探，圈定了有锶、钇、镧、锆等的富集地段，它们分布于花岗岩与绿泥石大理石的接触带上。

许多矿物如锆石、磷钇矿、钛铀矿、铌钇矿、黑稀金矿中含有少量铀或钍，而且不易受风化，常生成砂矿床，也可用放射性勘探方法，找到它们。例如我国南方某地就曾用γ测量发现了可观的砂钛矿床。

另外，在普查磷矿、铝土矿和石油方面，放射性勘探也取得了初步成果。世界上不少油田发现在油气构造上γ射线强度在中心低于正常场 20—25%，而在边缘高于正常场 10%左右，见图 2—14。这种由碳氢化合物引起放射性异常的原因，尚不清楚。我国在一些石油普查地区，也发现类似现象，只是异常数值很小，只有几个伽伄，所以必须使用精度很高的辐射仪。

三、地质填图

由于岩石中放射性元素的含量不同，可以用放射性勘探方法把它们划分开来。一般说来，岩浆岩的放射性较强，变质岩次之，化学沉积岩的放射性很弱。岩浆岩中酸性岩放射性较强，中性岩次之，基性、超基性岩又次之。喷出岩的放射性略强于侵入岩。

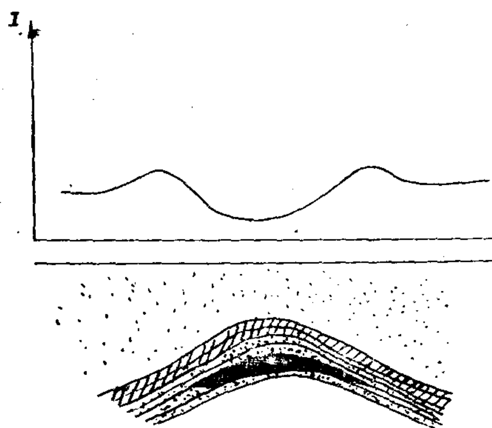


图 2—14　储油构造上的 γ 异常示意图

图 2—15 是吉林某地用 γ 测量，从海西期细粒花岗岩中，圈出闪长岩脉的例子，闪长岩上 γ 射线强度为 10γ，而花岗岩上约为 20γ。

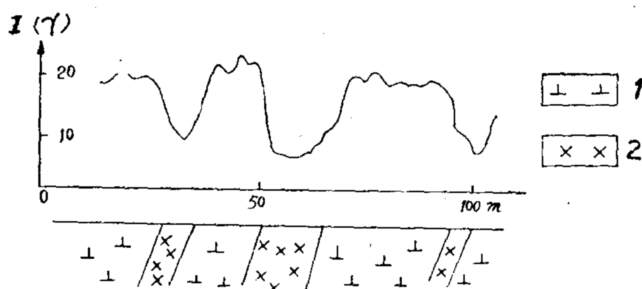


图 2—15　γ 测量用于地质填图的实例

1—细粒花岗岩；2—闪长岩

图 2—16 是某地用射气测量填图的例子。从土壤里吸取的空气中有氡和钍的射气。取样以后，立即用射气仪测定射气浓度，测量结果可以把石墨化炭质矽质片岩从其他两种岩石中划分出来，前者有较高的浓度。但这样做还不能把花岗岩和云母片岩区分开。于是对氡和钍射气分别测定。

因为钍射气很快衰变，所以先测定一次射气总浓度，隔几分钟以后再测一次，这时钍射气已衰变得差不多没有了，剩下来的是氡。所以第二次测的是氡的浓度。把两次测定的浓度相减就得到钍射气浓度。将氡浓度和钍射气浓度分别绘成曲线。可见在花岗片麻岩上，钍射气浓度高于氡浓度；而在云母片岩上氡浓度高于钍射气的浓度。这样便把两种岩石区分开来了。

放射性填图，也只有浮土不厚的情况下才有效。

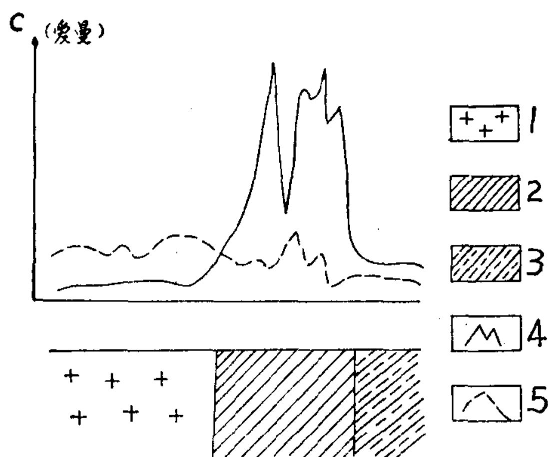


图 2—16 射气测量用于地质填图的实例

1—花岗片麻岩；2—石墨化炭质矽质片岩；3—云母片岩；4—氡浓度；5—钍射气浓度

注：本章主要参考了如下资料

1．秦馨菱编 放射性勘探 1958年 地质出版社
2．吴至善、徐毅等编 铀矿床放射性找矿勘探 1963年12月 中国工业出版社
3．成都地质学院三系编 找矿员手册 1976年12月 原子能出版社
4．二机部第三研究所编 α径迹找矿 1977年2月 原子能出版社
5．抚州地质学校编 放射性普查与勘探 1977年2月 内部印刷

第三章 地震勘探

第一节 基本原理

一、地震波与地震勘探

用爆炸或其他人工方法，使地面产生振动，这种振动以波的形式，向四面八方传播，这就是地震波。由于地下岩层的物理性质（弹性、密度等）不均匀，地震波在碰到它们的分界面时，就会发生反射和折射，一部分地震波返回地面。人们用仪器（称为地震仪）把它们记录下来，进行分析研究，就可以得知地下某些地质情况，为普查找矿提供重要资料，这就是地震勘探。

目前地震勘探主要用于解决地质构造问题。在寻找石油过程中，地震勘探是主要的物探方法。在普查煤田、岩盐矿床方面都广泛应用地震勘探。在普查金属矿和工程地质方面也开始使用这一方法。

二、地震波的分类

在地面一点进行爆炸，爆炸点附近的岩石，土壤便被炸破裂，发生永久变形。可是稍远一点的岩石土壤，只发生振动。每个质点离开原位，来回振动。振动的幅度，越来越小，最后停止。可以看到靠近爆炸点的地方先振动，远离爆炸点的地方后振动。地震波由近及远，向外传播。传播得越远，波也就越弱。

岩石土壤在受力后能产生形变，力消失后又能恢复原状，所以可看成是一种弹性介质，而地震波就是一种弹性波。弹性波分体波和面波两种。体波在整个介质中传播，又分为纵波和横波。纵波的传播方向与质点运动方向平行。横波的传播方向与质点运动方向相垂直。爆炸所产生的波主要是纵波，目前地震勘探也主

要是利用纵波。面波只沿着介质分界面传播，在地震勘探里，作为一种干扰。

三、反射波

地震勘探可分为反射波法和折射波法两种。反射波法是研究地下岩层界面上反射回来的波。

光射到镜子上，发生反射，这是人所共知的事。光射到水面上，就有一部分进入水中，一部分反射回来。进入水中的，在物理学上叫做折射波，反射回来的叫做反射波。地震波到达性质不同的地层界面时，也会发生类似现象。不过在术语上，我们把进入第二层介质的波叫做透射波，不叫折射波，因为在地震勘探中所称的折射波有另外一个定义。至于反射波则和光学上的定义一致。

地震波的反射也遵守光的反射定律：入射线、反射线和入射点法线三者在同一平面内；入射线和反射线位于法线的两侧；入射角等于反射角（见图 3—1）。

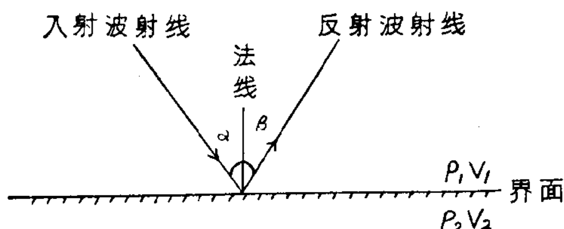


图 3—1 波的反射

$$\alpha=\beta \quad (3.1)$$

式中 α——入射角

β——反射角

产生反射波的条件是界面两边的介质的波阻抗不同。波阻抗是密度 ρ 与波速（地震波在介质中的传播速度）V 的乘积。设第一介质的密度为ρ_1，波速为V_1；第二介质的密度为 ρ_2，波速为V_2，则产生反射波的条件是$\rho_1V_1\neq\rho_2V_2$。二者相差越大，反射波越

强。

四、折射波

地震波到达波速不同的介质的分界面上，产生透射波。它遵守透射定律：入射线、透射线和入射点法线三者在同一平面内；入射线与透射线位于法线的两侧；入射角的正弦与透射角正弦之比等于入射波速度与透射波速度之比。见图3—2。

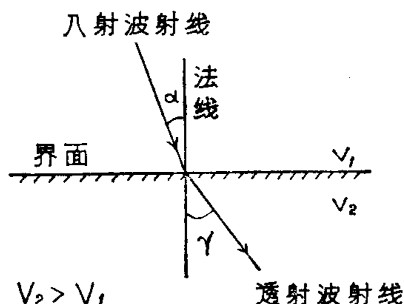


图 3—2 波的透射

$$\frac{\sin\alpha}{V_1}=\frac{\sin\gamma}{V_2} \qquad (3.2)$$

式中 α——入射角

γ——折射角

$V_2>V_1$时，$\gamma>\alpha$。α增大时，γ随之增大，当α增大到一定程度时，γ等于90°。此刻透射波便沿着界面滑行，称为滑行波。滑行的速度称为界面速度，可用V_i表示。如果第二层介质是均匀的话，侧$V_i=V_2$。产生滑行波时的入射角i称为临界角。

$$\frac{\sin i}{V_1}=\frac{\sin 90^\circ}{V_2}=\frac{1}{V_2} \text{ 故 } i=\sin^{-1}\frac{V^1}{V_2} \qquad (3.3)$$

即上下介质的波速一定时，临界角也是一定的。

滑行波在滑行时，不可避免地要引起第一层介质中质点发生振动，这样就在第一层介质中又产生一种新波，这种波在地震勘探里叫做折射波，又称首波。折射波的出射角也等于临界角i见图3—3。

五、地震波的传播途径

图3—4中，在O点爆炸，附近一点L，可以接收到反射波和由O点直接传播来的直达波，因为入射角小于临界角，所以还没有折射波。在M点，可以接收到直达波和反射波，并开始有折射波。折射波的射线与反射线重合(BM)。在N点也可以接收到三种波。直达波的传播途径是ON，反射波的途径是OCN，折射

波的途径是OCDN。

在OM范围以内的地面上，接收不到折射波，这一地段叫做盲区或死带，而M点称为始点（从这点开始有折射波）。

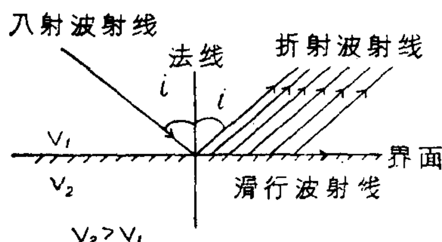


图 3—3 折射波的形成

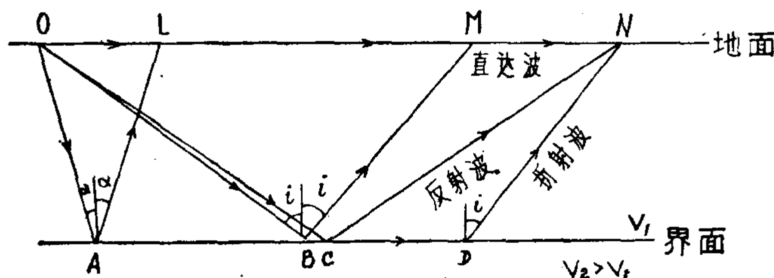


图 3—4 地震波的传播途径

六、波到达的先后次序

（一）反射波永远落后于直达波。因为反射波的传播路程长于直达波。

（二）在始点M，反射波与折射波同时到达。

（三）M以远的点，折射波比反射波先到。

（四）在更远的地方可以找到一点P，在MP范围内直达波比折射波先到；在P点以远折射波比直达波先到。

首先到达的波，称为初至波。后到的称为续至波。

七、有效波和干扰

除了上述两种波以外，地面常有其他振动，例如爆炸时产生的声波，沿地面传播的面波不同途径来的横波，以及风吹雨打或

人为造成的微震等。这些都形成对地震勘探的干扰，地震勘探所需的波称为有效波。在工作中人们尽量设法压制干扰，突出有效波，以提高地震勘探效果。

八、反射波法原理

如果地层之间的波阻抗不同，便可以用反射波法进行地震勘探，求得地层界面的深度和产状。

先从简单的情况说起，假定只有一个反射界面，而且地面和反射界面都是水平的见图 3—5(a)。AB 是地面上地震勘探的测线。CD 是测线在反射界面上的投影。O 是爆炸点（震源）。S 是接收点（或称检波点、观测点）。二点间的水平距离 OS = x。界面深度为 h。O^* 是 O 的像（虚震源）。从图上可以看出地震波由 O 出发，在 R 点反射，到达 S 的路程与地震波从 O^* 到 S 的路程是相同的。也就是说地面上任一接收点所接收的反射波都好像是从 O^* 发出来的。

若地震波在上层的传播速度为 V，波的旅行时间为 t，则

$$OR+RS=O^*R+RS=O^*S=Vt \tag{3.4}$$

又从直角三角形 OO^*S 可知

$$\overline{OO^*}^2+\overline{OS}^2=\overline{O^*S}^2$$

即

$$(2h)^2+x^2=V^2t^2$$

故

$$t=\frac{1}{V}\sqrt{4h^4+x^2} \tag{3.5}$$

(3.5) 式中，x 和 t 是已知数。x 是地面丈量得到的，t 是地震仪测定的。如果用其他方法（见本章第四节）测定了 V，则可用 (3.5) 式求出界面深度 h。

如令 (3.5) 式中 x = 0，也就是在 O 点接收地震波，这时地震波垂直射向界面，然后又从原路返回 O 点，波的旅行时间称为回声时间，表以 t_0，则

$$t_0=\frac{2h}{V} \tag{3.6}$$

可见 t_0 与 h 成正比关系。

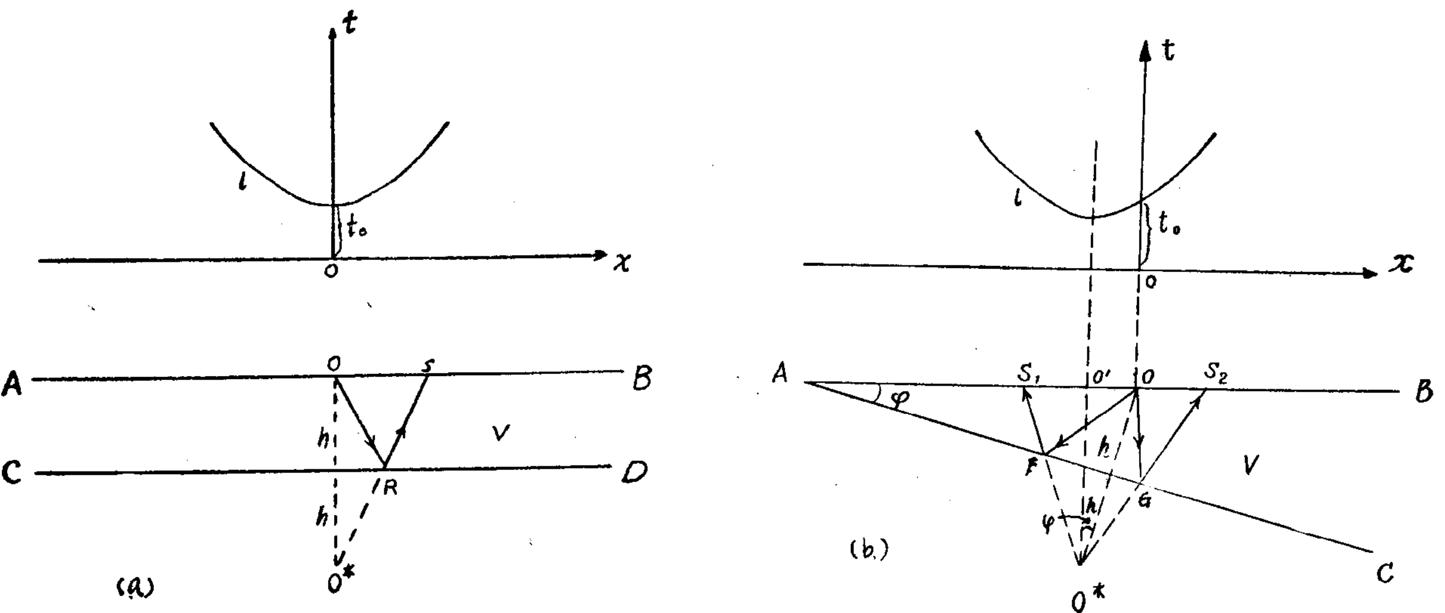


图 3—5　反射波的时距曲线

（a）水平界面　　（b）倾斜界面

若以O为原点，以x为横座标，t为纵座标，按（3.5)式，画出一条曲线，则称为反射波的时距曲线。(3.5)式称为反射波时距曲线方程。从方程可以看出反射波时距曲线是双曲线的一支图3—5中的l。

如反射界面是倾斜的，时距曲线仍是双曲线，只是曲线的极小点移向界面上升的一方见图3—5(b)。这时，时距曲线方程虽然复杂了一些，但t_0与h仍保持（3.6）式的关系。要注意的是这时h是界面的法线深度(与界面垂直)而不是垂向深度（与地面垂直)。

如果反射界面不是平面而是曲面，那末，时距曲线也就不是双曲线了。不过在实际工作中，每一个爆炸点只研究界面上的一小段，在一小段内，可以近似地把界面看成是平面，时距曲线也和双曲线相差不大。

如果反射界面不止一个，那么地面上可以接收到不止一个反射波。图3—6是三层介质Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、形成两个反射界面R_1和

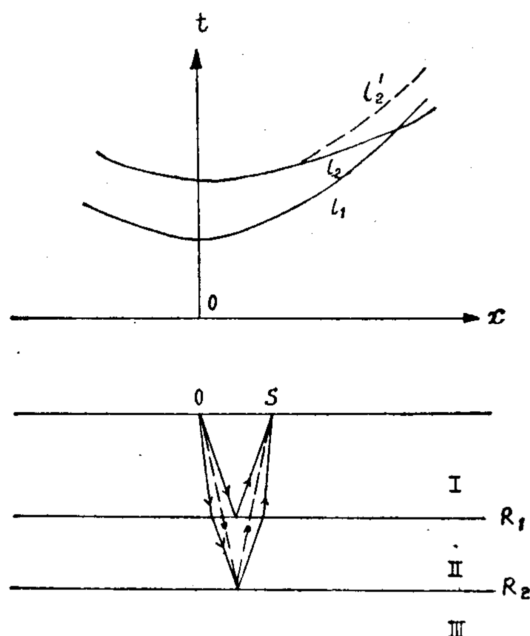


图 3—6 三层介质的反射波时距曲线

R_2。第一个反射波从 R_1 反射上来，其时距曲线是 l_1。第二个波从O点出发，透过 R_1，在 R_2 反射上来再透过 R_1，到达接收点。在透过 R_1 时射线发生偏斜，所以它的时距曲线 l_2 已不是双曲线了。然而可以看到，在原点附近，仍和双曲线相重合。我们可以作一个双曲线 l'_2 让它与 l_2 在原点附近重合，并假想 l'_2 是介质I和II，被一种均匀介质所代替时的时距曲线，这样我们就把三层（或多层）介质的地震勘探当作二层介质问题来处理了。这就使地震勘探的成果解释，大大简化。

这个假想的均匀介质的波速，称为有效速度。

因为一次爆炸，所能接收地震波的范围是有限的，不能反映整个界面情况，所以野外工作时，就在地面上，有规律地布置许多爆炸点。每次爆炸，在一定地段内接收（称为一个排列）。一系列的爆炸点（或称炮点）和接收点组成地震勘探的观测系统。例如图3—7，是一种简单的观测系统。O_1、O_2、O_3……是爆炸点。在 O_1 爆炸时，在 O_1O_2 地段内接收；在 O_2 爆炸时，在 O_1O_3 地段内接收；在 O_3 爆炸时，在 O_2O_4 地段内接收，如此类推。从图上可以看出：在 O_1 爆炸，O_1O_2 之间接收时，所得时距离曲线 l_1，

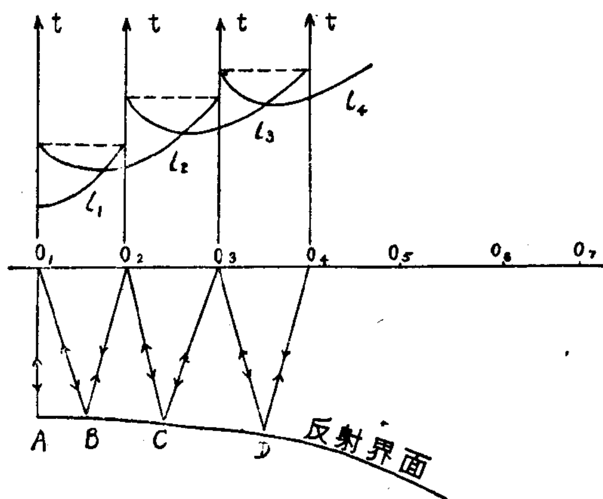


图 3—7 反射波法的一种观测系统

能研究AB一段界面。在O_2爆炸，O_1O_3之间接收时，所得时距曲线l_2能研究BC一段界面，在O_3爆炸，O_2O_4之间接收所得时距曲线l_3能研究CD一段界面。如此类推，整个界面都可以探测出来。这样的做法叫连续追踪。

可以理解，在O_1爆炸，O_2接收，和在O_2爆炸，O_1接收，波的旅行时间是相等的。所以l_1的右端与l_2的左端的纵坐标是相等的，(用虚线连接起来）我们可以根据这一特点.判断l_1和l_2是同一界面上反射波的时距曲线。并称O_1与O_2，O_2与O_3……为互换点。

九、折射波法原理

还是从简单的情况出发，假定折射界面和地面都是水平的见图3—8（a）。OS为地面，AC为测线在界面上的投影。上层波速为V_1，下层波速为V_2，$V_2>V_1$。临界角为i。界面深度为h。地震波的传播路程是OBCS（O点爆炸，S点接收），从图上可以看出

$$OBCS=OB+BC+CS \tag{3.7}$$

而
$$OB=CS=\frac{h}{\cos i}$$

$$BC=OS-OD-ES=x-2h\,tg\,i$$

因此波的旅行时间为

$$t=\frac{OB+CS}{V_1}+\frac{BC}{V_2}=\frac{2h}{V_1\cos i}+\frac{x-2h\,tg\,i}{V_2}$$

又因
$$V_2=\frac{V_1}{\sin i}$$

所以
$$t=\frac{2h}{V_1\cos i}+\frac{x\sin i}{V_1}-\frac{2h\sin^2 i}{V_1\cos i}$$

$$=\frac{x\sin i}{V_1}+\frac{2h(1-\sin^2 i)}{V_1\cos i}$$

于是得到

$$t=\frac{1}{V_1}(x\sin i+2h\cos i) \tag{3.8}$$

由上式可知折射波的时距曲线是直线(图 3—8(a)中的G_1和G_2)。

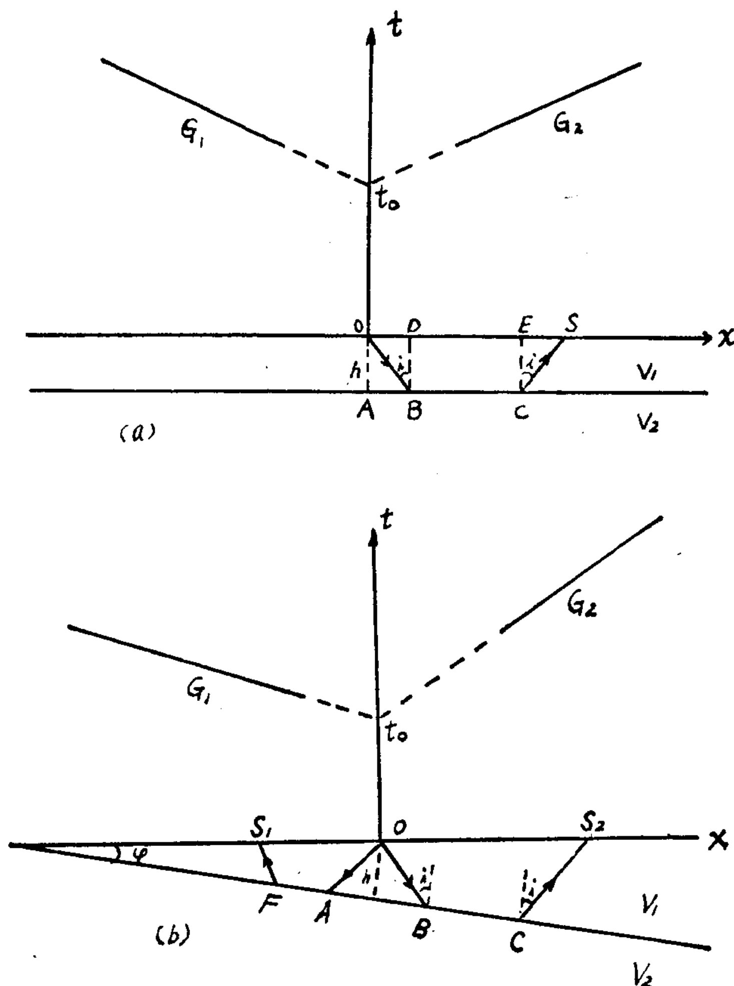


图 3—8 折射波的时距曲线

(a)水平界面(b)倾斜界面

(3.8) 式中，t 和 x 是已知数。i 可用下法求出。

从 (3.8) 式，得

$$\frac{dt}{dx}=\frac{\sin i}{V_1}$$

$\frac{dt}{dx}$即图中时距曲线G或G_2的斜率，从图上可以求得。时距曲线斜率的倒数$\frac{dx}{dt}$称为**视速度**，用V^*表示，则得

$$V^*=\frac{dx}{dt}=\frac{V_1}{\sin i}$$

$$i=\sin^{-1}\frac{V_1}{V^*} \qquad (3.9)$$

若已知V_1，则可求出i（V_1的求法见第四节）。

将x、t、V_1和i代入（3.8）式，即得出界面深度h。在水平界面的情况下，界面速度V_i就等于视速度V^*，可直接从时距曲线上求出。根据界面速度可以推断下层的岩性，这是折射波法的一个优点。

如果折射界面是倾斜的图3—8（b），折射波时距曲线仍是直线，只是左右不对称。

折射波法的应用条件，除下层介质的波速要大于上层以外，还要满足下列条件：即$i+\varphi<90°$。这样，地面才能接收到折射波。

如果界面是弯曲的，或者地震波不是沿界面滑行而是穿透界面，回到地面，则时距曲线将不是直线。

如果有几层介质，每层的波速都比上一层的高，则可以得到几个折射波，其时距曲线如图3—9所示。G_1、G_2、G_3分别为界面R_1、R_2、R_3的折射波时距曲线。在地面A点，界面R_1的折射波先到（初至波），R_2的波后到（续至波），R_3的波接收不到（尚在盲区之间），在B点R_2的波先到。在C点R_3的波先到。在D和E点附近有两个波同时到达，互相重叠，使地震仪记录下来的波形变得十分复杂，难于分辨，形成**干涉带**。

如果有一层的波速高于其下面任一层的波速，而且这一层有

相当大的厚度，则在这一层以下所有与之整合（界面平行）的层，都不能产生折射波，这一高速层就称为屏蔽层。因此，在地震勘探工作地区，浅部有高速层存在是不利条件。

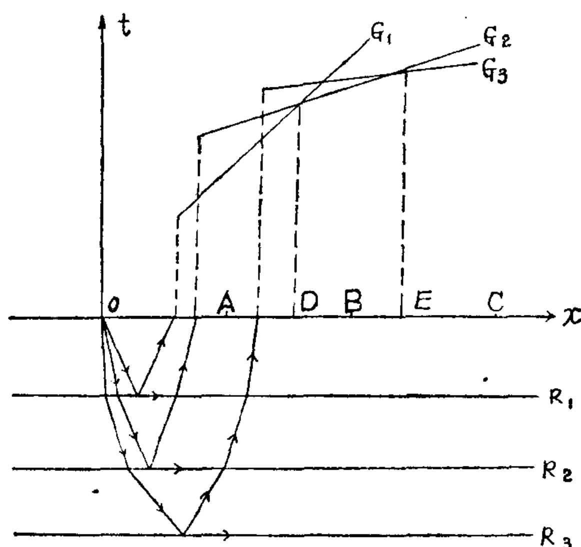


图 3—9　三层介质的折射波时距曲线

在实际工作中，也和反射波法一样，要用许多爆炸点与相应的接收地段，一段一段地工作，以连续追踪折射界面。

第二节　地震地质基础

一、地震波在岩石中的传播速度

岩石中地震波的传播速度与岩石的成分、结构、密度、孔隙率、含水性等因素有关。岩石的密度越大，波速也越高。沉积岩中老的地层比新地层的波速高；致密岩石比孔隙性岩石的波速高；含水岩石比干燥岩石的波速高。

一般说来，岩浆岩的波速较高（4.5—8.0公里/秒）沉积岩的波速较低（1.5—6.0公里/秒），变质岩处于二者之间。而疏松沉积岩（砂、粘土、碎石等）波速最低（0.2—2.5公里/秒）。

工作地区岩石的波速，应该进行测定。测定方法见后面第四节。

二、岩石中波的吸收和散射

地震波在岩石中传播过程中，一部分能量被岩石吸收化为热能而使波的振幅逐渐变小，而且波形也有变化。一般致密岩石对地震波的吸收作用较小，而疏松岩石和土壤的吸收作用较强。波在不同地层中被吸收的程度不同，研究这种现象，有助于对地震资料的解释。

如果岩石中有小包裹体，就要发生散射。结果按原来方向前进的波就要削弱了，地震波的频率成分也会有所改变。

三、地质条件对地震勘探的影响

（一）地表岩石的风化层比较疏松，其波速比下面岩石的速度要低得多，所以称为低速带。低速带的存在，使地震波的到达时间延迟。如果低速带的厚度和波速变化较大，会使地震勘探的精度降低。此外，低速带的底面常形成一个反射界面，在地震记录上形成干扰。而且低速带中不适宜于爆炸，难于激发出强的有效波。因此在地震勘探工作地区，应对低速带进行研究。必要时，要对观测结果进行低速带校正。

（二）在含水层中爆炸往往得到好的效果，因此含水层浅的地区，对地震勘探工作是有利的；而黄土高原及沙漠地区，工作则较困难。

（三）地表或浅部岩石如果不均匀，则使地震勘探发生很大困难。例如我国西北某地区，地表有一层干燥的砾石层，对地震波的传播十分不利。某些强烈褶皱地区，也会出现类似情况。如果浅部有良好的反射界面，则会形成强烈的浅层反射和多次反射，造成干扰。而且不让地震波深入下层，因而得不到深层反射波。

（四）反射界面或折射界面，如与地质界面相重合，则能更好地根据地震勘探成果来说明地质构造问题。因此要求同一地层的成分、结构、厚度要均匀稳定；而上下地层之间，则要求有明

显的差异，有不同的波阻抗和波速，才能形成良好的地震界面。另外，要求地层倾角不大于25°—30°，层面光滑，断裂不多，上部没有高速地层屏蔽；而且所要探测的地层，分布范围很广，能在整个工区内连续追踪。这样，地震勘探就会得到满意结果。然而，在实际工作中，所遇到的情况往往是复杂的。地震勘探工作者，应该仔细研究工作地区的地震地质条件，并通过试验，因地制宜，采取合适的工作方法和措施，以保证任务的完成。

第三节　地震仪和野外工作

一、地震仪

地震仪的作用是记录地震波和地震波的旅行时间。

最早使用的地震仪是光学记录式（光点式）地震仪。六十年代以后已渐被淘汰。目前普遍使用的是模拟磁带记录式地震仪（简称磁带地震仪）。更新的一代是数字磁带记录式地震仪（简称数字地震仪）。不久将来我国地震勘探工作将全面数字化，而解决地质问题的能力也将大为提高。

地震勘探通常是每在一个点爆炸，同时在许多点上接收地震波。每个接收点的地震波，通过一套机械和电子装置，在地震仪里记录下来，称为一个地震道。一台地震仪有许多道，各个道的结构都是相同的。每个地震道，主要由下列三个部分组成：

（一）检波器

它的作用是在接收点上“检取”地面的机械振动，转变成电讯号。（参看图3—10，当地震波到达时，检波器外壳和永久磁钢随地面振动，使线圈里磁通变化而感应生成电讯号。）

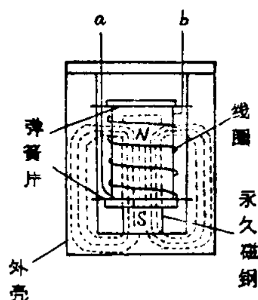


图 3—10　检波器的构造

（二）电讯号处理器件

包括放大器、滤波器，增益控制器等。目的是把有用的电讯号，加以适当的放大，而滤掉高频和低频的干扰。在磁带地震仪里还有一个调制器，把电讯的波形变化，即变成方波宽度的变化见图 3—11或频率的变化。目的是避免讯号失真，提高讯噪比，改善记录质量。在数字地震仪里，则先把连续变化的讯号，变成离散的讯号见图 3—12，然后再把它变换成二进制数值。后者相当于一个高精度的数字电压表。

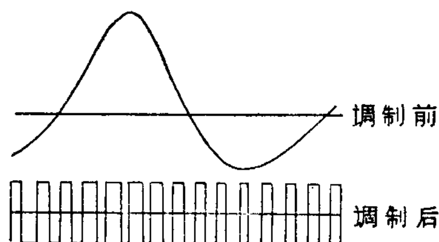


图 3—11 调制的一种方式一调宽

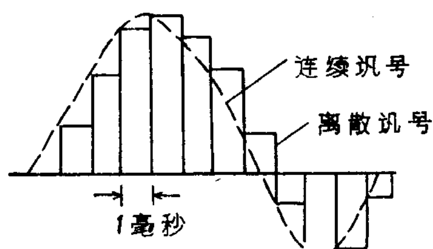


图 3—12 讯号的离散化

（三）记录器

电讯号经处理后可以输入一个光点检流计，记录在照相纸上；也可以通过磁头，记录在磁带上，后者相当于一台磁带录音机，不过技术要求更高而已。(见图 3—13)

此外，地震仪里还有计时、通话、回放等辅助设备，这里就不一一介绍了。

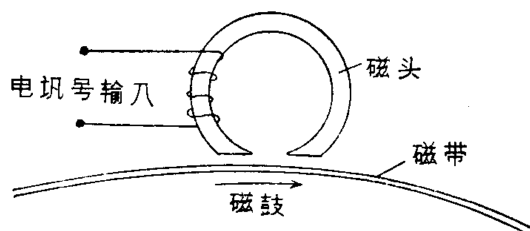


图 3—13 磁记录器示意图

与光点地震仪相比，磁带地震仪有一系列优点。磁带地震仪比较轻便，容易操作，不必在野外洗相，磁带记录了更多的地震信息，送到回放站，用模拟电子计算机进行加工处理，可以得到高质量的地震资料，磁带可以长期保存，在回放站里根据需要随时回放，不必再进行野外工作。一些资料的整理工作可以由仪器代替人工自动进行，提高了地震勘探的工效和质量。

数字地震仪比磁带地震仪更进一步，它几乎可以把全部地震信息用数字形式记录下来，然后交给数字电子计算机处理，不但速度快而且质量高；不但能了解构造，而且能判断岩性；不但自动化程度进一步提高，而且便于用无线电传送地震记录，在解释中心进行电算处理。由于地震仪的不断革新，使地震勘探成为当前发展最快的一种物探方法。

二、地震勘探工作部署

开展地震勘探以前，应先收集工作地区的地质和物探资料。在从未做过物探工作的地方，一般是先开展重力和磁法面积普查，同时配合进行地震线路普查，就是选几条长剖面，进行地震勘探，粗略了解工作地区的区域地质构造，找出值得进一步研究的有找矿远景的地带。线路普查，可以用折射波法研究结晶基岩或古生代基岩的起伏和岩性，也可以用反射波法划分沉积岩层。

发现成矿远景带以后，布置面积普查，以寻找局部构造和矿床。探测岩盐、致密灰岩和结晶基岩等波速很高的地质体，特别是埋藏不深的情况下，用折射波法很有利。研究断层，折射波法也常取得较好效果。研究沉积岩的构造，尤其是深部构造，用反射波法比较适宜。面积普查常布置许多平行的测线，其方向与构造走向相垂直，再用一些与构造走向平行的测线把它们连接起来，组成测网。

在发现局部构造以后，再进一步详细研究其大小，形态和其它细节，就是要布置面积详查。这时以反射波法为主，布置矩形测网，并在测线的交点布置公共爆炸点，以便对比连接有效波。

在进行地震勘探过程中，应充分研究工作地区各类岩石的波



速，进行统计分析，作为解释推断的依据。

地震勘探的最终成果是作出反映地质构造的图件，结合地质和其它物探方法的资料，提出地质解释和钻探建议，达到找矿目的。

三、观测系统

地面上，爆炸点与接收点的相对位置关系，称为观测系统。一般爆炸点与接收点在一条直线上，这样的测线叫做纵测线。如果不在一直线上，则称为非纵测线。野外主要采用纵测线，而非纵测线只作为辅助测线。如果需要在个别地点，作一条或几条短测线，形成独立系统，则称为地震测深。

（一）反射波法的观测系统

1．简单连续观测系统

图3—7就是这种系统。从爆炸点开始接收，接收点靠爆炸点近，野外工作方便，反射波不受折射波的干扰（在折射波的盲区内接收反射波），反射波之间也很少干涉，但靠井口的接收点受爆炸所产生的声波和面波干扰严重。

2．间隔连续观测系统

这种系统是离开爆炸点一个或几个排列，进行接收。离开一个排列的间隔连续观测系统是在 O_1 爆炸，在 O_2O_3 之间接收；在 O_2 爆炸，在 O_3O_4 之间接收；在 O_3 爆炸，在 O_1O_2 之间及 O_4O_5 之间接收，如此类推。这种系统可以避免声波和面波的干扰，但直达波和折射波的干扰较大。

3．重复追踪观测系统

这是由上述两种观察系统综合组成的。这种系统对同一反射界面进行两次连续追踪，工作量大，成本高，只有在一次追踪有效波发生困难时，才使用。

4．多次叠加法的观测系统

多次叠加法或称多次覆盖法，有几种，用得最普遍的是共反射点多次叠加法。

图3—14中，在 O_1 爆炸，在 D_1 接收；在 O_2 爆炸，在 D_2 接

收；在 O_3 爆炸，在 D_3 接收，都是来自同一点R的反射波。R就叫做公共反射点。把 D_1、D_2、D_3 接收到的地震记录，输入回放仪，进行动校正（见后面第四节）再叠加起来，结果输出反射波加强了，干扰减弱了（因为校正公式是按反射波的规律制定的，校正以后，D_1、D_2、D_3 三个点，反射波的旅行时间相等，所以叠加以后，得到加强；而干扰到达三个点的时间，改正后仍不相等，所以叠加起来，并不加强）。

实际工作中，一次爆炸，不止在一个点上接收，而是在许多点（一个排列）上接收。例如图 3—15 中，地震仪有 24 个检波器，按下列系统进行观测：

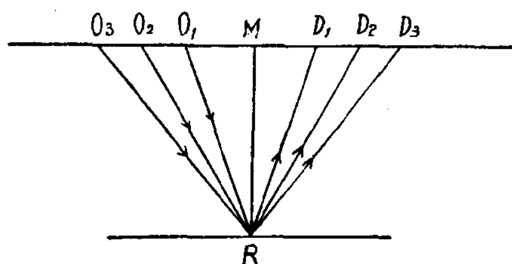


图 3—14　共反射点的反射波

O_1，O_2，O_3 爆炸点；D_1，D_2，D_3 接收点；R 公共反射点；M中点

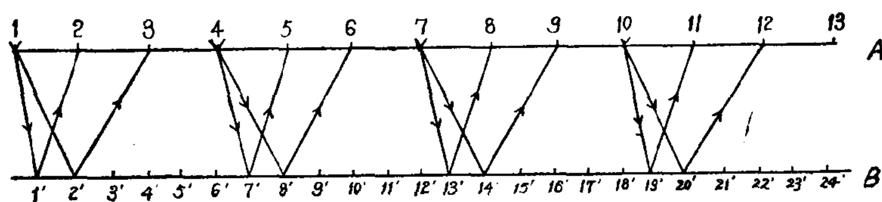


图 3—15　四次叠加法观测系统

A地面；B反射界面；1，2，3……接收点；V爆炸点；1′、2′、3′……反射点

在 1 号点爆炸，在 2→25 号点接收，反射点是 1′→24′ 号点。

在 4 号点爆炸，在 5→28 号点接收，反射点是 7′→30′ 号点。

在 7 号点爆炸，在 8→31 号点接收，反射点是 13′→36′。

在 10 号点爆炸，在 11→34 号点接收，反射点是 19′→42′ 号



点，如此类推。

可以看出反射面上每个点都经过四次探测，把这四次探测结果，加以校正，进行叠加，就可以得到一张四次叠加剖面，它能更清楚地反映地下地质构造。

（二）折射波法的观测系统

折射波法工作，由于爆炸点附近有盲区，所以接收点要远离爆炸点，还要设法避免不同界面的折射波的干涉，最好接收地段布置在折射波的初至区。

简单的折射波法观测系统与反射波法的间隔连续观测系统相似。爆炸点与接收点的距离应大于盲区范围。

四、地震波的激发

目前激发地震波，主要采用爆炸方法。一般是在爆炸点上打浅井，井深最好大于低速带的厚度，在井中注入水或泥浆，然后放入炸药包，包中装有电雷管，用电线与地面的爆炸机相连。包外捆上记时线。用导线和地震仪连接。当地震仪的一切准备工作，完成以后，即开动爆炸机，放炮产生地震波。与此同时，炸药包外的记时线被炸断，在导线回路里产生一个感应电动势，便在地震仪里记录一个爆炸讯号见图3—16，作为地震产生的时间讯号，也就是地震波旅行时间的起算点。

每一炮所需的炸药量，应通过试验来决定，并不是炸药量越多越好。在反射波法勘探工作中有时为了加强有效波，压制干扰，可以在一个爆炸点上，打几口浅井，彼此相隔一小段距离，放入炸药包，同时爆炸，这叫做组合爆炸。

在干旱缺水地区，如不能钻井，也可以采取空中爆炸或坑中爆炸的办法，但这样耗费的炸药很多，声波干扰也很严重。在水系十分发育的地区，如我国苏北地区，可利用天然水池和河流，进行爆炸，往往得到良好的效果。

五、地震波的接收

在每个接收点上埋设一个或几个检波器（后者称为检波器组合，它的作用和组合爆炸一样，可以增强有效波，压制干扰），用

电缆把检波器和地震仪连接起来，当地震波到达检波器时，就可以在仪器里记录下来。

在接收地震波之前，首先要把仪器调节好，使仪器因素适合当地的地震地质条件，并用电话和爆炸点取得联系，当一切准备工作就绪，而且在外界安静，干扰不大的时候，就可以爆炸，同时开动地震仪，接收地震波。当所需要的有效波都记录下来以后，便令仪器停止工作，取出记录进行检查，如果质量不符合要求，则应重新放炮，再记录一次，直到满意为止。

一个排列做完以后，收回检波器和电缆，转移到下一排列去。相邻的排列要用一个以上的共同接收点，把它们连接起来。一个爆炸点的所有炮放完以后，地震站通知爆炸站转移到下一爆炸点。

第四节 资料的整理和解释

一、反射波法资料的整理和解释

（一）模拟磁带记录的回收处理

模拟磁带地震仪在野外把地震波记录在磁带上是看不见，摸不着的，必须拿回室内在回放仪（或称回放站）上，进行回放，才能把地震波显示出来，供解释推断之用。

回放仪比野外磁带地震仪里的回放系统要复杂得多，它是一台模拟电子计算机，除了一般回放以外，还可以对磁带记录进行许多处理，使结果能更有效地反映地下地质情况。现简述如下：

1．一般回放

一般回放和野外地震仪里的回放系统的工作过程基本相同，就是用磁头把磁带上的讯号拾取下来，经过整形、解调、滤波、放大，最后用电笔画出（或用照相）地震波形记录。

图 3—16 是回放得出的一张反射波法的波形记录。记录上有 24 条波动的曲线，表示 24 个地震道所接收的地震讯号。最下面的一根水平线是爆炸瞬时记录线。它的左端有个⩘一形状的脉

冲，这就是爆炸讯号，表示爆炸的时间。记录上还有许多等间隔的竖线，叫做计时线，相邻两根线的距离代表 0.01 秒。每 10 根线，上下两端写上数字 0、0.1、0.2、0.3……（或简写成 1、2、3……）便于计算波的旅行时间。记录的开头、填写队名、工作日期、工作地点、工作条件等。

在图 3—16 中，可以看出，各地震道的波形，开始一段时间是平静的，表示还没有地震波来到。到了一定时刻，各道相继发生突然的波动，这表示直达波的到来，以后陆续出现几个反射波，它们的主要标志是：

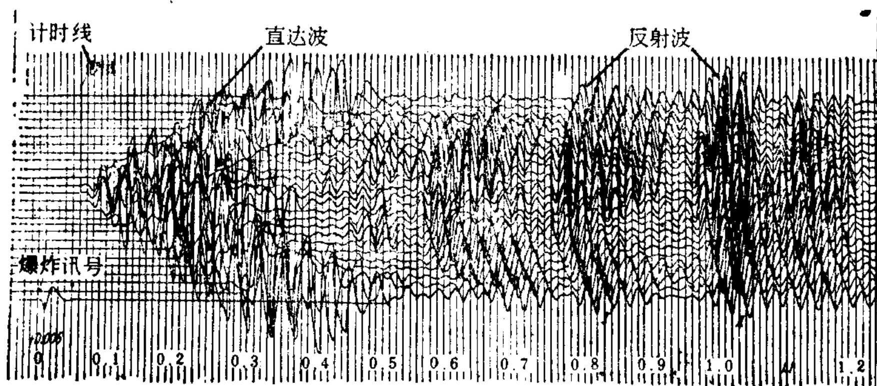


图 3—16 反射波法地震波形记录

（1）振幅加强。

（2）相邻道波形相似。

（3）波到达各道的时间相近。

把各道的同一相位（波峰或波谷）画一条连线，称为同相轴。反射波的同相轴是一条光滑的双曲线，它与反射波时距曲线相当。

在地震勘探过程中，一个工区之内取得了许多地震记录，要对它们进行对比研究，找出同一界面上的反射波。那些特点明显，在全区可以稳定追踪，并与一定地层相连系的反射波，称为标准波。标准波所反映的地震界面称为地震标准层。有了标准层

就可以绘制地质构造图。地震记录还能反映许多地质现象，例如断层，不整合，超覆等等。

2. 静校正

静校正包括地形校正、井深校正和低速带校正三项。地形校正和井深校正是把高低不同的接收点和爆炸点都校正到同一基准面上去见图3—17，对波的旅行时间的校正值分别是 $\Delta t_{地}=\frac{h_s}{V_d}$ 和 $\Delta t_{井}=\frac{h_o}{V_b}$，低速带校正是把低速带改换成基岩，对波的旅行时间的校正值为 $\Delta t_{低}=\frac{h_1+h_2}{V_d}-\frac{h_1+h_2}{V}$ 从旅行时间里减去这些校正值。(公式中各符号所代表的意义见图3—17)

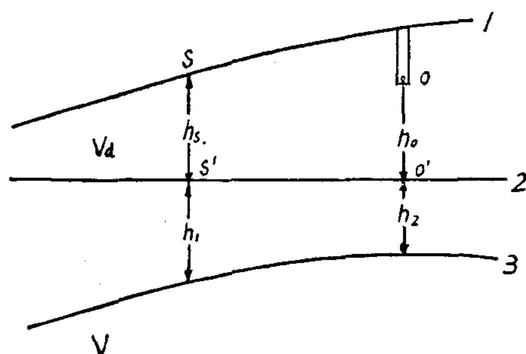


图 3—17 静校正

1—地面；2—基准面；3—低速带底面；O. 爆炸点；S. 接收点

3. 动校正

前面已经讲过，在地震记录上反射波的相同轴是一条双曲线见图3—16。为了能从地震记录上直观地反映反射界面，可以对每个接收点的波的旅行时间进行动校正。校正后，同相轴就转变成直线。如果我们让地震记录的时间座标轴垂直向下，横轴上的各点是接收点，则同相轴的倾斜方向与反射界面的方向一致，同相轴的纵座标与界面深度相对应。这就形象地反映了界面的分布状态。

图3—18中画了一个水平界面和一个倾斜界面的反射波同相轴在动校正前后的形状。

先研究水平界面。爆炸点O的波的回声时间为 $t_0=\frac{2h}{V}$，接收

点S的波的旅行时间为 $t=\frac{1}{V}\sqrt{4h^2+x^2}$，二者相差

$$\Delta t=\frac{1}{V}\sqrt{4h^2+x^2}-\frac{2h}{V} \tag{3.10}$$

如每点的波的旅行时间 t 都减去 Δt，则将全部变成 t_0

$$t-\Delta t=t_0 \tag{3.11}$$

同相轴就变水平了。而且，因为 $t_0=\frac{2h}{V}$，同相轴的纵座标将与界面深度相对应，这种作法便称为动校正。Δt 便是动校正值。

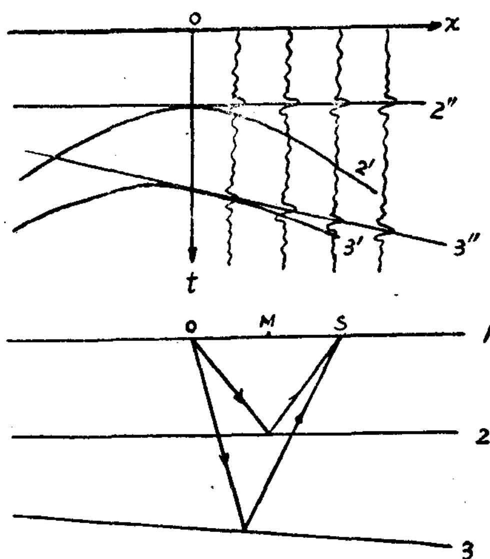


图 3—18 动校正

1—地面；2—水平界面；2′—水平界面的反射波同相轴；2″—动校正后水平界面的反射波同相轴；3—倾斜界面；3′—斜倾界面的反射波同相轴；3″—动校正后倾斜界面的反射波同相轴

若反射界面是倾斜的，每点的 t 减去 Δt，则所得结果是爆炸点O与接收点S的中点M的波的回声时间，也就是相当在M点爆炸，在同一点M接收的波的旅行时间。(证明从略）对应地面一系列接收点 S_1、S_2、S_3……，得到一系列中点 M_1、M_2、M_3……的回声时间 t_{01}、t_{02}，t_{03}……。把 S_1 所接收的波，动校正后，移到

M_1点；S_2的波，动校正后移到M_2点。如此类推。结果便得到一条与反射界面相对应的同相轴，呈一条斜线，倾斜方向与界面一致。

4．时间剖面

把一条测线上的磁带记录，依次排列起来，在回放仪里进行动静校正、解调、滤波、显示，便得到一张时间剖面。它显示测线上各点接收的地震讯号，它的纵坐标为t_0，坐标轴正方向朝下。

时间剖面有几种形式，目前通常采用变面积时间剖面。

变面积时间剖面是在回放仪中用振动的光束，通过光栅，在照相纸上曝光制成的。曝光的部分变成一个黑斑。黑斑面积的大小表示地震讯号的强弱。如图 3—19 所示。假如有一个反射波到达地表，则各接收点的地震讯号顿时加强，在变积时间剖面上，黑斑的面积增大而且互相连接成一条或一组粗黑线，这就是同相轴。它的倾斜方向与反射界面的倾斜方向一致。其纵坐标t_0越大，表示反射界面的法线深度h也越深。因此时间剖面能直观地反映地下的地质构造。图 3—20 是一张盐丘上的时间剖面。

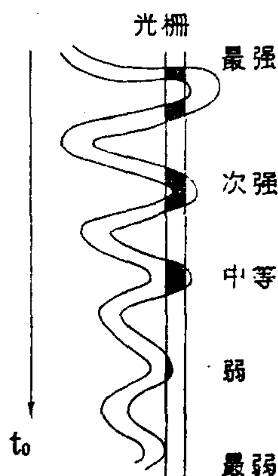


图 3—19　变面积显示

5．多次叠加

把属于同一反射点的几次爆炸和接收所得到的地震讯号，经过动、静校正，再相加起来，回放成为多次叠加时间剖面。多次叠加结果抑制了干扰，突出了有效波，使叠加后的时间剖面能更清晰地反映地下的构造情况。

（二）地震波在岩石中传播速度的测定

要制作地震界面，必须先求出界面以上覆盖地层中地震波的传播速度。作静、动校正也需要用波速资料。求波速的方法有以下几种：

1．地震测井

在井口爆炸，在井中不同深度接收地震波；或者，在井中不同深度爆炸，在井口接收。已知深度为 h，测定的波的旅行时间为 t，则可求得该深度以上岩石中波的平均速度。

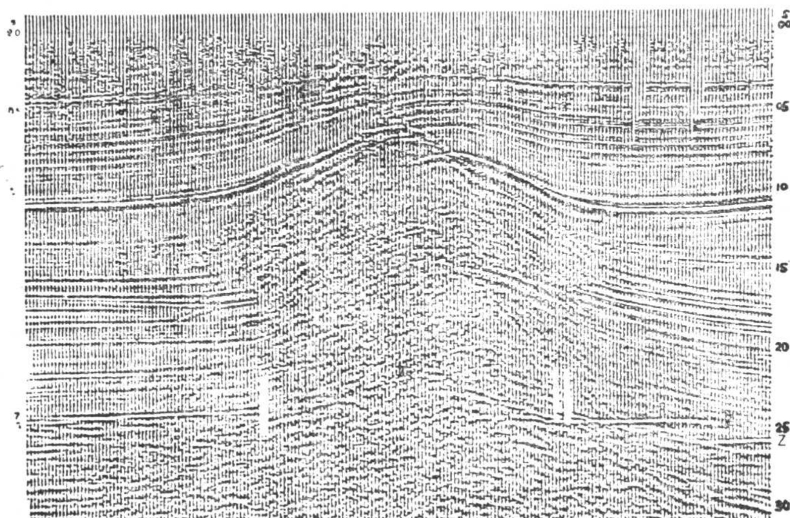


图 3—20　西德某盐丘上的变面积时间剖面

$$\overline{V}=\frac{h}{t} \tag{3.12}$$

2．声波测井

声波或超声波在岩石中的传播速度，也就是地震纵波在岩石中的传播速度。因此，可以用声波测井法测定井中任一深度岩石的波速。经过换算也可以得到平均速度。

3．在没有深井的情况下，可以利用反射波时距曲线来求波速。这样求得的波速称为有效速度。它不及平均速度精确，但在一般情况下，二者相差不大。

4．速度谱

前面讲过在进行多次叠加法时，先要对各接收点的波的旅行时间，进行动校正，而作动校正需用波速资料。如果波速选得恰

当，则叠加后反射波的能量加强，叠加效果好。如果波速选得不当，则叠加效果就要差。所以我们可以用一系列的波速来进行校正，然后分别进行叠加。最后，作一张图，以波速V为横坐标，以叠加后波的能量E为纵坐标，画一根曲线，这就是速度谱见图3—21。

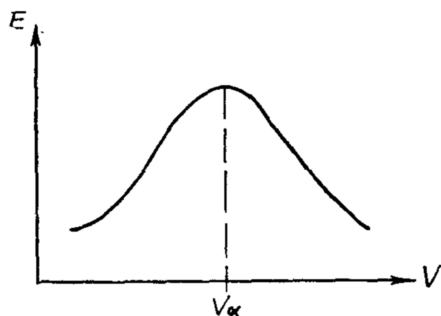


图 3—21 速度谱

曲线中能量最大的点所对应的波速，称为最佳叠加速度（图中之V_{α}）。我们就确定用这个速度值，对地震资料进行叠加处理。

一个地区，岩石的波速是随着深度而变化的。在水平方向波速也有所变化。因此，在工作范围内，应该系统测定岩石的波速，并进行综合整理，以便应用。

（三）地震剖面的绘制

时间剖面虽然可以直观地反映地下的地质构造情况，但它的纵坐标是t_0，不能反映界面深度，而且当地层倾角较大时，时间剖面与真实的界面之间也发生偏移，会歪曲构造的形态，因此需要沿测线，把所有反射界面画出来，这就是地震剖面，(这个剖面是与地震界面相垂直的，而不是垂直于地面）由于它的纵坐标是深度，所以也称为深度剖面，以区别于时间剖面。在假定界面以上为均匀介质的条件下，可以根据时间剖面，用t_0法，来制作深度剖面。在时间剖面上，每个接收点的t_0是已知的。t_0与界面的法线深度h的关系是：$h=\frac{\overline{V}t_0}{2}$，$\overline{V}$是平均速度（或用有效速度代替），也是已知值，则可以算出h。以测线上的各点为圆心，以相应的h为半径画弧，再画这些弧的公切线R，这就是所求的反射界面见图3—22。

将整个测线范围内的反射界面都画出来，就是地震剖面。图

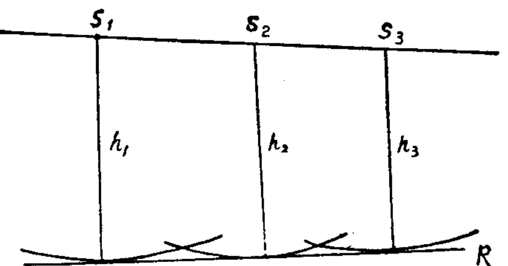


图 3—22 t_0法作 → 反射界面

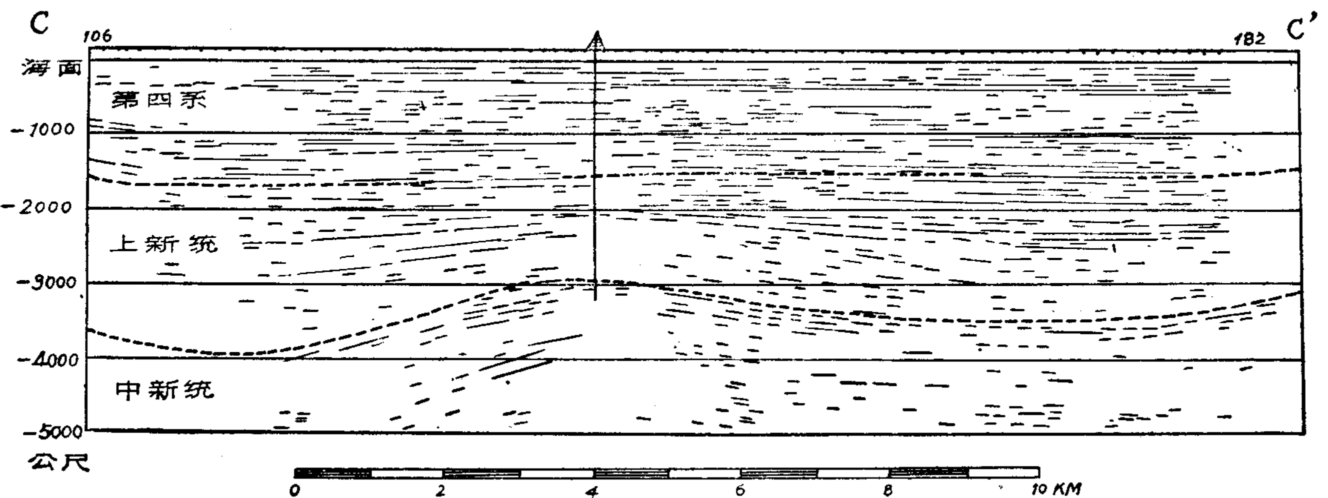


图 3—23 意大利某背斜上的反射波法地震剖面

3—23，是一个背斜上的地震剖面。

（四）构造图

在平面上用等深线把地层的起伏，断裂等表示出的图称为构造图。

地震勘探所求得的深度不是地面垂直向下的垂向深度，而是与地震界面相垂直的法线深度。图 3—24 是与地质体走向相垂直的剖面，BC 为地面测线，DE 为地震界面，$\overline{AF}$是垂向深度，$\overline{AG}$为法线深度。因为一般地震剖面，是任意方向的，不正好与地震界面的走向相垂直，所以从地震剖面上只能得法线深度，而垂向深度不在剖面里面。垂向深度要经过计算等才能求得。

根据各地震剖面上许多点的界面法线深度可以作出等法线深度图，图 3—25 是反映一个背斜构造的等法线深度图。

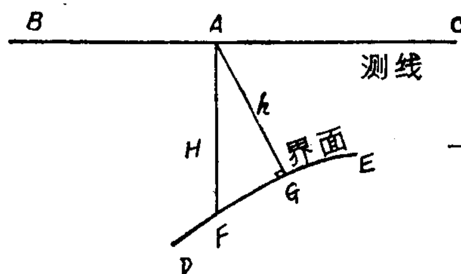


图 3—24　法线深度与垂向深度
h—法线深度；H—垂向深度

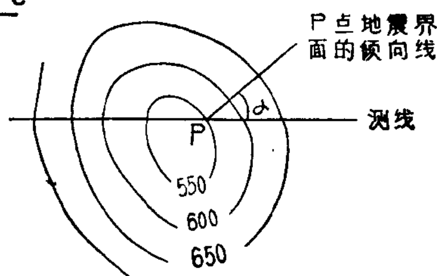


图 3—25　等法线深度图

根据各点的法线深度，可用下式求出垂向深度：

$$H = \frac{h}{\sqrt{1 - \frac{\sin^2\varphi}{\cos^2\alpha}}} \tag{3.13}$$

式中　h——法线深度；

H——垂向深度；

φ——在地震剖面里地震界面的视倾角（测线与它在地震

界面上的投影之间的夹角）。

α 地震测线与地震界面倾向线的夹角。

α 可以从等法线深度图中求出。

求出各点的垂向深度后，就可以绘制等值线图。如果地震界面是标准层，则称为构造图。如果是假想层，则称为构造简图。图 3—26 是某地区的构造图。

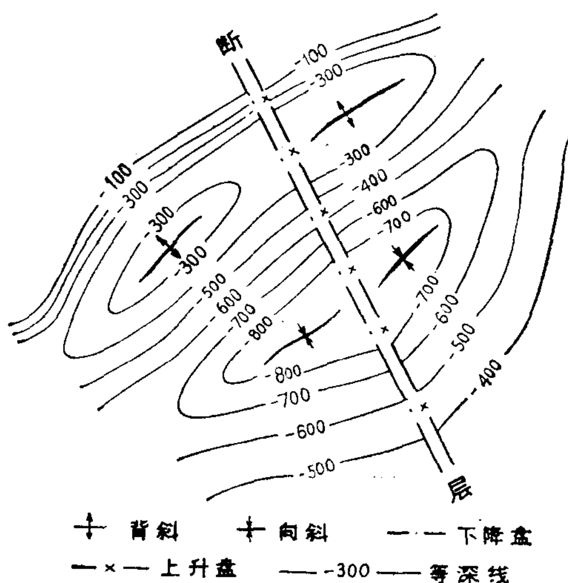


图 3—26　某地区的构造图

有了上述图件，就可以结合地质资料，进行分析研究，提出验证钻井的位置，进行钻探，寻找石油或其它矿产。

（五）地震资料的数字处理

野外所取得的数字磁带记录，或者模拟磁带记录，拿到室内，用数字电子计算机进行处理，有许多优点：

1. 凡是模拟电子计算机的各种运算，数字电子计算机都能进行运算。

2. 运算快，效率高，每小时能处理一百多张记录。

3. 处理过程中，不增加噪音，不失真，大大提高讯噪比，改

善资料的质量。

4．数字电子计算机，能提供模拟电子计算机所不能提供的物性剖面资料，从而可以使人们不仅能探测地下的地质构造形态，而且可以判断岩性。

5．进一步实现自动化，能自动给出各种成果图件。

数字地震仪的出现以及使用数字电子计算机来处理地震资料，使地震勘探技术产生了又一次飞跃，提高了勘探精度，扩大了应用范围，在某些地震地质条件比较复杂，干扰较强的地区，取得了理想的地质效果。

二、折射波法的资料整理和解释

目前石油的地震勘探工作，主要是用反射波法，仪器的设计和方法的应用，也都是着眼于反射波法。折射波法大多用来解决浅层的地质问题。浅层地震勘探一般使用轻便地震仪，资料的整理也比较简单。

（一）折射波法的地震记录

图3—27是一张折射波法的地震波形记录，上面记录了三个折

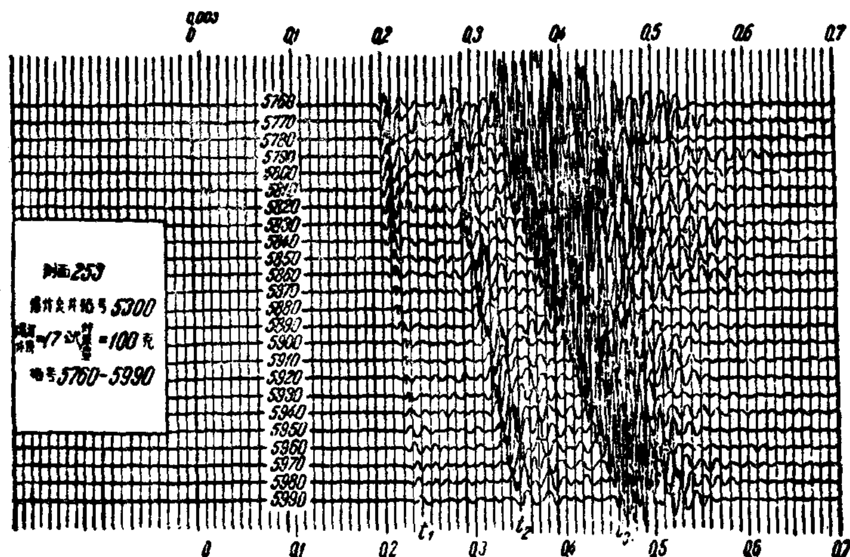


图 3—27 折射波法地震波形记录

射波。识别折射波的标志，也和反射波相似。折射波与反射波在记录上表现出的不同特点在于：反射波不能成为初至波，反射波永远落后于直达波，而折射波既可以成为初至波，也可以是续至波。另外当地震界面是平面时，反射波同相轴是双曲线，而折射波同相轴是直线。

（二）时距图

从地震记录上，可以得到折射波到达各接收点的旅行时间 t 。每个接收点到爆炸点的水平距离 x 是实地测量出的。这样就可以画出每个折射波的时距曲线。如果把一次爆炸所得到的几个折射波的时距曲线，都画在同一张图上，就称为时距图。

（三）折射界面的制作

制作折射界面的方法有多种，这里介绍一种常用而精确的方法，称为时间场法。

从图 3—28(a)可以看出，在 O_1 爆炸，在 O_2 接收，折射波的旅行路程是 O_1ABO_2；在 O_2 爆炸，在 O_1 接收，旅行路程是 O_2BAO_1，二者路程一样，所以旅行时间也应该相等

$$t_{o_1ABO_2}=t_{o_2BAO_1}=T \qquad (3.14)$$

T 称为互换时间

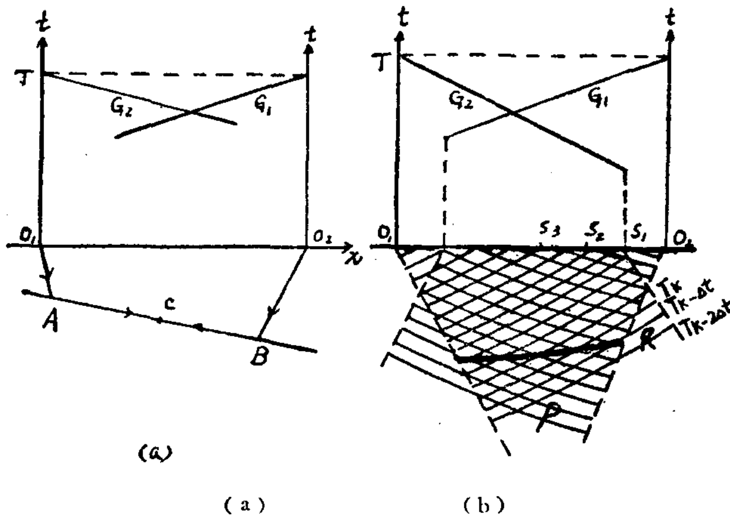
取折射面 AB 上任一点 C，则折射波从 O_1 到 C 的时间与从 O_2 到 C 的时间之和必等于互换时间，即

$$t_{o_1AC}+t_{o_2BC}=T \qquad (3.15)$$

反之，如果我们能找出一个点，折射波由 O_1 和 O_2 到达这点的旅行时间之和等于 T，则这点必在折射界面上。时间场法就是根据这个原理来制作折射界面的。

设波在介质中的传播速度 V_1 已知，就可以根据相遇时距曲线 G_1 和 G_2 分别作时间场（就是一系列时间的波前的等时线）。见图 3—28(b)。先作 G_1 的时间场。令折射波到达 O_2 之前的某一时刻为 t_k。在地面取一些点 S_1、S_2、S_3……。波到达这些点的时间为 t_1、t_2、t_3……。分别以 O_2、S_1、S_2、S_3……为圆心，以 $V_1(T-t_k)$、$V_1(t_1-t_k)$、$V_1(t_2-t_k)$、$V_1(t_3-t_k)$……为半径

作弧，这些弧的包线就是 t_k 时刻折射波波前的等时线。然后以这条等时线为新波源，依次作 $t_k-\Delta t$、$t_k-2\Delta t$、$t_k-3\Delta t$……的等时线。(Δt 为适当选取的时间间隔)。就得到时距曲线 G_1 的时间场。用同样方法可作出 G_2 的时间场。在两个时间场中找出满足(3.15)式的两组等时线的所有交点，用光滑的线把这些交点连接起来，就是折射界面R。



(a)　　　　(b)

图 3—28　用时间场法作折射界面

AB—折射界面；P—等时线；R—折射界面

在界面上取二相邻交点的距离 ΔS，除以时间差 Δt，就是界面速度 V_i，

$$V_i=\frac{\Delta S}{\Delta t} \tag{3.16}$$

（四）沿整条测线作出折射界面就是折射波法地震剖面图，并可进一步绘制构造图。绘制方法和图的形式都和反射波法一样，这里不重复了。一般说来，折射波法所探测到的界面较反射波法要少，所作出的图件也比较简单。

把折射波法求得的界面速度 V_i 数值记在相应的测线段上，再按数值的大小，划分成不同的地段，这就是界面速度分布图，利

用这种图件能够判断覆盖层下基岩的性质，从而起到填绘基岩地质图的作用。图 3—29 是河北燕山南麓某地利用界面速度分布图圈定隐伏煤田的例子。界面速度为 4400—5600 米/秒的地带，基岩是奥陶系灰岩。界面速度为 4300—3200 米/秒的是石炭二叠系煤系地层。

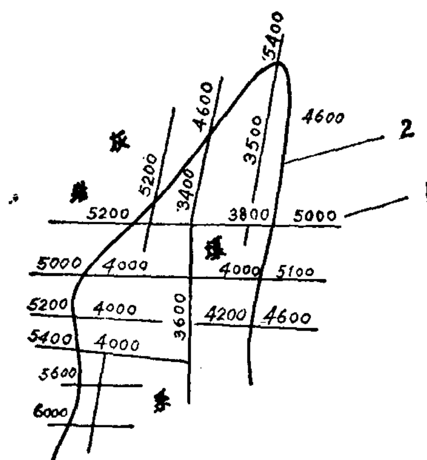


图 3—29　河北燕山南麓某地的界面速度分布图

1—测线和界面速度；2—隐伏煤田边界

注：本章主要参考了如下资料

1. 北京地质学院编　地震勘探　1962年4月　中国工业出版社

2. 江苏省第六物探队编　磁带地震勘探　1972年　内部印刷

3. 燃化部六四六厂磁训班、华东石油学院勘探系编　磁带地震资料解释　1972年　内部印刷

4. 华东石油学院编　地震资料数字处理　1974年7月　燃料化学出版社

5. 江苏湖南煤田地质物探队编　煤田地震勘探　1977年5月　煤炭工业出版社

第四章　井中地球物理勘探

将物探方法运用于钻井之中，一般称为地球物理测井。测井技术已广泛应用于油田，煤田和水文地质方面，成为有效的勘探手段之一。但传统的测井方法，局限于划分井壁的地质剖面或研究井内的某些技术情况，探测范围很小。因此，在钻探取芯率较高的金属矿区，测井的效果就不是那么显著了。近年来，井中物探方法有了新的发展，它把测井方法和地面物探密切联系起来，在金属矿区用来寻找盲矿体，研究矿体产状，测定矿石成分和品位，都取得一定效果。因而取名为井中地球物理勘探，似乎比称测井更为合适。本章主要介绍井中三分量磁测，视电阻率测井和井中激发极化法等几种金属矿区常用的方法，其它从简。

井中物探和地面物探本质上是相同的，所以一些已经在地面物探教材中讲过的内容，这里就省略了。

第一节　井中磁法勘探

一、井中三分量磁测

（一）原理

井中三分量磁测是测量钻井中不同深度地磁场的X、Y、Z三个分量，计算出磁异常，从而判断井旁或井下有无磁性矿体，或解决磁性矿体的空间位置和产状等问题。目前这一方法已广泛应用于磁性矿床的详查勘探阶段，取得了良好的地质效果。

从图4—1可以看出，四个钻井都没有见矿，但它们却穿过磁性矿体周围的磁场。钻井中某一点的磁场可以用一个矢量来表示。矢量的方向就是该点磁场的方向，它与磁力线相切，矢量的长度与磁场强度成正比。四个钻井与磁性矿体的相对位置不同，

所测定的磁异常特点也不同。对此加以分析，作出合理的解释推断，从而指导下一步的钻井部署，多快好省地完成勘探任务。

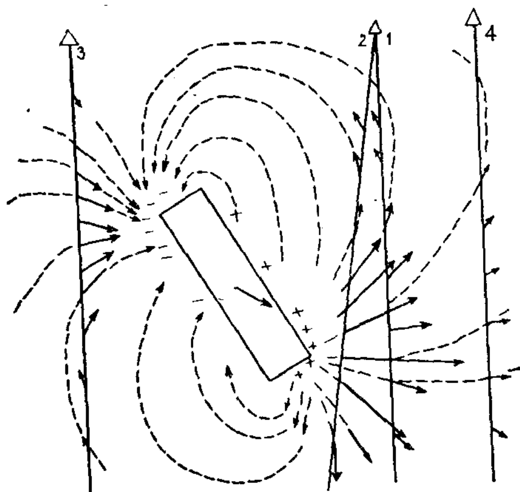


图 4—1 井中磁测

（二）三分量井中磁力仪

井中磁测，目前常用的仪器是JSZ-2型三分量井中磁力仪。它所测定的三个分量是：

Z分量 沿垂直方向，正方向向下。

Y分量 在水平面上，正方向指钻井的倾斜方向。

X分量 在水平面上，与Y、Z分量相垂直，正方向如图4—2所示。

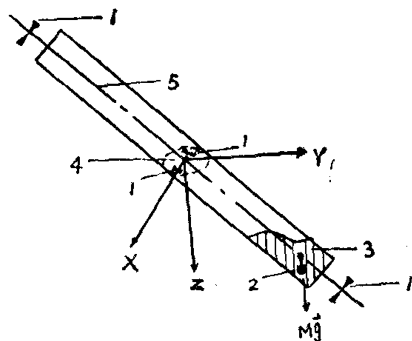


图 4—2 三分量之定向

1—轴承；2—偏心重锤；3—铅直面；4—水平面；5—井轴

三个分量符合左手法则：令左手的姆指、食指和中指互相垂直，则它们就分别指示X、Y、Z三个分量的正方向。

井中磁力仪是一种磁饱和式仪器。它有一个探头。探头

里有三个互相垂直的磁饱灵敏元件。在倾斜的钻井中（顶角大于3°），借助于重力作用，三个灵敏元件能自动定向，使它们分别指向x、y、z方向，分别测定X、Y、Z三个分量。（如果钻井的顶角太小，井轴近于直立，则不能确定X、Y分量的方向，这时只能测定Z分量和水平分量的强度）。由地面的振荡器，供给灵敏元件以100赫芝的激励电压，在有地磁场存在的情况下，灵敏元件输出的电压中将包含二次谐波电压（频率为200赫的电压）。二次谐波电压的大小和相位与地磁场和方向有一定关系。此二次谐波电压，再经地面仪器的滤波、放大、整流，就可以在电表中显示出来。由于二次谐波电压与地磁场之间不是线性关系，所以仪器里还有一个地磁补偿器，它可以给灵敏元件附加上一个人工磁场把地磁场抵消掉，使二次谐波电压为零，这时在地磁补偿器上取读数，经过换算，就可以知道地磁场的强度和方向。这种仪器测定的是地磁场的绝对值。

（三）工作方法

开展磁测之前，应先把仪器检查调节好，并且测定仪器常数。仪器常数即单位读数（1毫伏）所相当的地磁场强度的伽玛数$\left(\frac{\gamma}{mV}\right)$，也就是"格值"。测定方法与磁秤的格值测法一样。

在钻探地区一般已有地面磁测资料，可以选用地面磁异常为零的点，作为井中磁测的起算点（总基点），测定该点上地磁场的垂直分量Z_0和水平分量H_0，作为正常场。正常场水平分量的方向，即磁北方向。在井场安放好仪器和辅助装备（电缆绞车、井口滑轮等），将探头连接在电缆下端，送入井中，当探头离开套管10—20米时，即可进行观测（若井口有钻机，则探头放得更深一些再进行观测），观测点距一般为5米。磁场度化平缓地段，可放稀到10—20米。一口井，从上往下观测完毕以后，提升电缆，进行检查观测，其工作量不少于基本观测点数的10%。

目前井中磁测，Z分量的误差为70—400γ；H分量模数误差为100—500γ，方向误差为1°—3°。

为了整理磁测资料，需要进行井斜测量。用防磁的井斜仪，测定井身倾斜的方位角和顶角。为了对井中磁测成果，进行解释推断，需要测定各钻井岩芯的磁性参数。

（四）资料整理及图示

井中磁测的成果图件，大致有以下几种：（各种图的形式见图4—3）

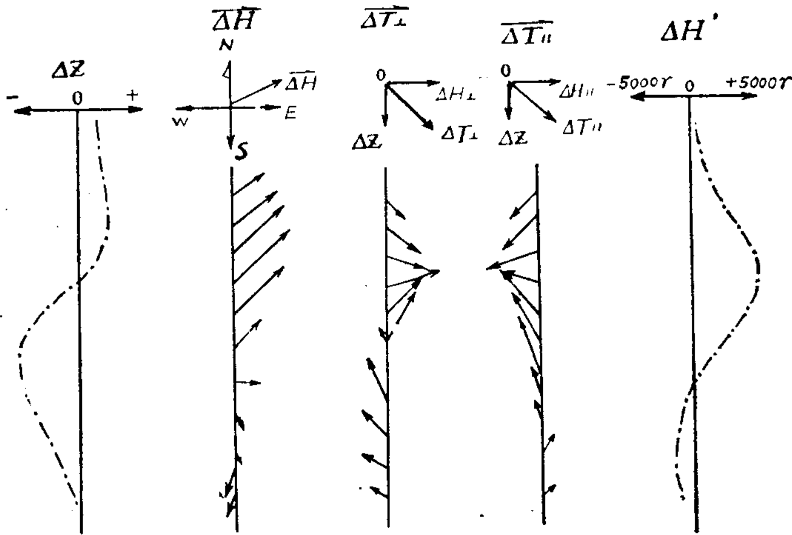


图 4—3　各种磁异常图

1. ΔZ 曲线图，此图是以曲线形式表示钻井各点的磁异常垂直分量。只要把每个测点测得的Z值减去正常场的 Z_0 值，即得ΔZ

$$\Delta Z = Z - Z_0 \tag{4.1}$$

此图以井轴为零线，正异常（$\overrightarrow{\Delta Z}$向下）画在右侧；负异常（$\overrightarrow{\Delta Z}$向上）画在左侧。

2. ΔH′ 曲线图，ΔH′ 是测点与正常场水平分量模数的差。

$$\Delta H' = H - H_0 = \sqrt{X^2 + Y^2} - H_0 \tag{4.2}$$

ΔH′ 是个标量，没有方向性。如果矿体走向近于东西，或矿体是等轴状的，则在穿过矿体中部附近的南北向剖面内，可以认

为$\overrightarrow{H}$是朝北方向的，可近似地将$\Delta H'$看成是一个南北向的矢量$\overrightarrow{\Delta H}$的模值。$\Delta H$曲线图作法与$\Delta Z$曲线图相似。

3. $\overrightarrow{\Delta H}$矢量图，此图是用矢量表示井中各点磁异常水平分量的大小和方向，矢量的尾端是测点位置。矢量的长度与模数ΔH成正比。矢量的方向表示$\overrightarrow{\Delta H}$的方向。作图时假定图纸的上方为磁北方向。

求$\overrightarrow{\Delta H}$矢量，要分别求出它的模数$\Delta H$和它的方向角$\varphi$，而求这些量必先知道钻井的倾斜方位角$\beta$，所以要有井斜测量的资料。工作步骤如下：

（1）求正常场的每个水平分量

$$X_0 = -H_0' \sin\beta \tag{4.3}$$

$$Y_0 = H_0 \cos\beta \tag{4.4}$$

图4—4表示钻井倾向东北的情况，这时X_0为负值，Y_0为正值。

（2）求磁异常的两个水平分量：

$$\Delta X = X - X_0 \tag{4.5}$$

$$\Delta Y = Y - Y_0 \tag{4.6}$$

（3）求矢量$\overrightarrow{\Delta H}$的模数：

$$\Delta H = \sqrt{\Delta X^2 + \Delta Y^2} \tag{4.7}$$

（4）求矢量$\overrightarrow{\Delta H}$的方位角：

$$\varphi = \beta + \theta \tag{4.8}$$

$$\theta = \begin{cases} \mathrm{tg}^{-1}\left|\dfrac{\Delta X}{\Delta Y}\right| & (\Delta X\text{正，}\Delta Y\text{正}) \\ \pi - \mathrm{tg}^{-1}\left|\dfrac{\Delta X}{\Delta Y}\right| & (\Delta X\text{正，}\Delta Y\text{负}) \\ \pi + \mathrm{tg}^{-1}\left|\dfrac{\Delta X}{\Delta Y}\right| & (\Delta X\text{负，}\Delta Y\text{负}) \\ 2\pi - \mathrm{tg}^{-1}\left|\dfrac{\Delta X}{\Delta Y}\right| & (\Delta X\text{负，}\Delta Y\text{正}) \end{cases} \tag{4.9}$$

参看图4—5（图中ΔX、ΔY均为正值）

（5）根据 ΔH 和 φ 作出 $\overrightarrow{\Delta H}$ 矢量。也可以根据 $\overrightarrow{\Delta X}$ 和 $\overrightarrow{\Delta Y}$，用作图法直接作出 $\overrightarrow{\Delta H}$。

$$\overrightarrow{\Delta H}=\overrightarrow{\Delta X}+\overrightarrow{\Delta Y} \tag{4.10}$$

见图 4—6。

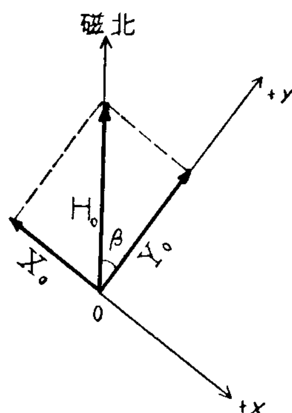


图 4—4　正常场的水平分量

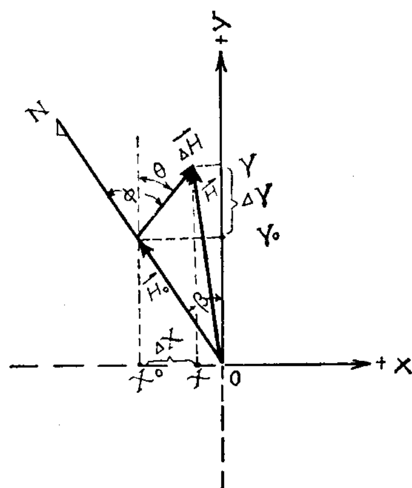


图 4—5　$\overrightarrow{H}$、$\overrightarrow{H_0}$ 和 $\overrightarrow{\Delta H}$

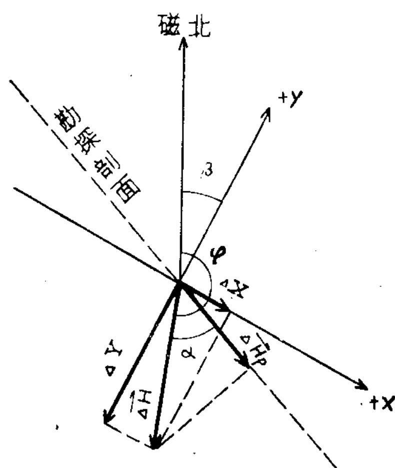


图 4—6　$\overrightarrow{\Delta H}$和 $\overrightarrow{\Delta H_P}$

（6）在钻井中每个测点上画出 $\overrightarrow{\Delta H}$ 矢量。

4. 总矢量 $\overrightarrow{\Delta T}$ 在某一剖面内的投影 $\overrightarrow{\Delta T_p}$ 矢量图。

钻井中每点的 $\overrightarrow{\Delta T}$，不在一个平面内，可以把它们在某一剖面上的投影，绘成矢量图。如果所选的剖面与矿体走向相垂直，则称为横剖面（通常是布置钻孔的勘探剖面）；若与矿体走向平行，则称为纵剖面。总矢量 $\overrightarrow{\Delta T}$ 在横剖面上的投影或写成 $\overrightarrow{\Delta T_{\perp}}$，纵剖面上的投影可写成 $\overrightarrow{\Delta T_{\parallel}}$。作 $\overrightarrow{\Delta T_p}$ 的步骤如下：

（1）先求 $\overrightarrow{\Delta H}$ 在剖面上的投影 $\overrightarrow{\Delta H_p}$ 如已知剖面的方位角 A，$\overrightarrow{\Delta H}$ 的方位角 φ。$\overrightarrow{\Delta H}$ 与剖面的夹角则为：

$$\alpha = \varphi - A \tag{4.11}$$

可求得 $\overrightarrow{\Delta H_p}$ 的模数

$$\Delta H_p = \Delta H \cos\alpha \tag{4.12}$$

$\overrightarrow{\Delta H_p}$ 也可用作图法，直接画出如图 4—6 所示。

（2）由 $\overrightarrow{\Delta H_p}$ 和 ΔZ 合成 $\overrightarrow{\Delta T_p}$。$\overrightarrow{\Delta T_p}$ 的模数：

$$\Delta T_p = \sqrt{\Delta H_p^2 + \Delta Z^2} \tag{4.13}$$

$\overrightarrow{\Delta T_p}$ 的斜角：

$$\theta = \mathrm{tg}^{-1} \frac{\Delta Z}{\Delta H_p} \tag{4.14}$$

ΔZ 为正时，θ 为正，$\overrightarrow{\Delta T_p}$ 朝下。

ΔZ 为负时，θ 为负，$\overrightarrow{\Delta T_p}$ 朝上。

也可以用作图法直接画出 $\overrightarrow{\Delta T_p}$ 如图 4—7 所示。

（3）在钻井的每个测点上画出 $\overrightarrow{\Delta T_p}$ 矢量。

若矿体是等轴状的或是东西走向的，则穿过矿体中心上方的南北向剖面上，可以近似地用 $\overrightarrow{\Delta H'}$ 代替 $\overrightarrow{\Delta H}$，与 ΔZ 合成 $\overrightarrow{\Delta T'}$ 矢量图，它与 $\overrightarrow{\Delta T_{\perp}}$ 图具有相同的特点。

（五）解释推断

井中磁测资料的解释推断和地面磁测一样，分为正演问题和反演问题。后者又可分为定性推断和定量推断。解释推断的理论和方法也是和地面磁测一致的。我们这里着重介绍一些定性推断方法，以便读者了解井中磁测在地质勘探中的作用。

1. 区分矿与非矿异常

井中磁测主要用于强磁性矿床上。这里所说矿异常，就是指磁性矿体产生的异常。在一个矿区进行井中磁测工作，必先详细研究该矿区的地质资料，地面物探资料，并系统测定地面标本和钻井岩芯的磁参数。在此基础上，对异常进行解释推断。以下分几种情况来讲：

（1）如矿区内各种岩石的磁性都很弱，只有矿石才有磁性；而磁异常具有一定强度，异常曲线光滑而有规律，磁力线有明显的收敛和发散的趋势。在这种情况下，可以推断异常是矿体引起的，见图 4—8。

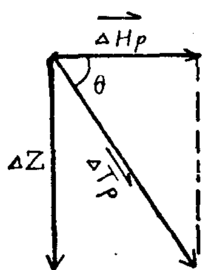


图 4—7 $\overrightarrow{\Delta T_P}$

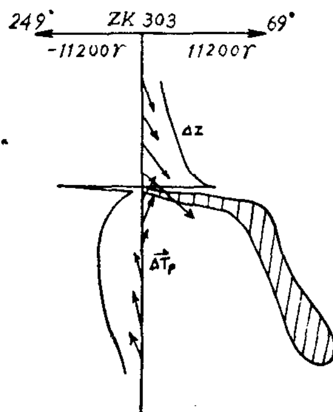


图 4—8 矿异常

（2）如矿区内某些岩石也有磁性，钻井又未遇到磁性岩层。这时应根据异常，初步推断磁性体的形态，位置和形状。从地质条件来分析，看看是否处于成矿有利部位，是否与一般矿体的产状相符。也可以进行正演计算，看看用哪种磁参数（矿的还是岩石的）计算出来的异常与实测异常相吻合。这样就可以大致判断异常的性质。

（3）如钻井已进入磁性岩石，在岩石界面处磁异常发生突变，磁性岩石中异常 ΔZ 的数值接近于 $-4\pi J$，（J 是该岩石的磁化强度），则可以认为异常是这层磁性岩石引起的。见图 4—9

(a)。如ΔZ异常是有规律地"反S形"曲线，零点与岩石分界面相距较远，异常数值与$-4\pi J$相差较大，则可以认为在磁性岩石中，还有磁性更强的地质体存在，很可能就是矿体。见图4—9(b)。

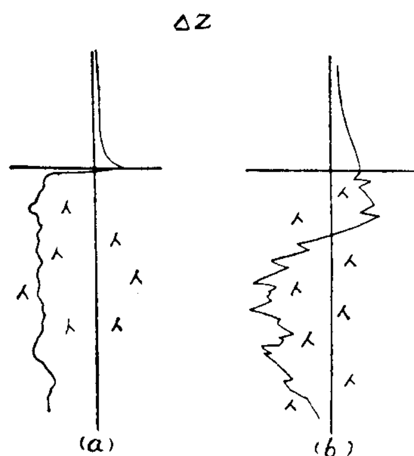


图 4—9

(a)非矿异常；(b)矿异常

2. 判断矿体形状

判断矿体形状应该综合利用地质资料、地面物探资料，井中物探资料（在作其它方面的解释推断时，亦应如此）。这里只论及利用井中磁测资料来判断矿体形态的方法。

（1）利用磁异常曲线的某些特征点参数。例如用ΔZ曲线的极大值和极小值，可以作出如下判断：

$$\left|\frac{\Delta Z_{min}}{\Delta Z_{max}}\right| = 1 \text{ 为无限延深垂直磁化直立板状体}$$

$$\left|\frac{\Delta Z_{min}}{\Delta Z_{max}}\right| = 8 \text{ 为垂直磁化水平圆柱体}$$

比值介于1和8之间，可以为有限延深垂直磁化的直立板状体。

（2）利用$\overrightarrow{\Delta T_p}$矢量图，将钻井中各点的$\overrightarrow{\Delta T_p}$矢量延长交于一点，此点即矿的头部，令各测点至矿体头部的距离为r，计算以下函数值

$$Q = \Delta T_p \cdot r^2 \qquad (4.15)$$

作$Q=f(r)$的曲线，如它是一条水平直线(即Q为一常数)，则矿体为一顺轴磁化的细棒；如为一条斜的直线，则矿体为一顺层磁化无限延深的薄板；如为一条指数形式的曲线，则矿体为有限延深的薄板。(见图4—10)

（3）利用$\Delta Z-\Delta H$参量图

以 ΔH 为横座标，ΔZ 为纵座标，按钻井中各测点的 ΔH 和 ΔZ 异常值，画出二者的关系曲线，根据曲线形状判断矿体形状。

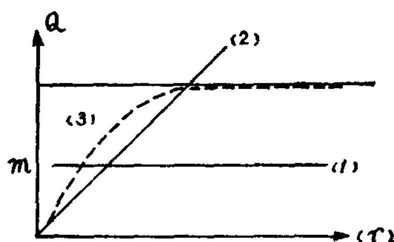


图 4—10 用Q－r曲线判断矿体形状

1—细棒；2—无限延深顺层磁化薄板；3—有限延深薄板

ΔZ—ΔH参量图	矿 体 形 状
圆	无限延深薄板
椭圆	无限延深厚板
椭圆心脏线至双圆	有限延深薄板
扁椭圆心脏线至双椭圆	有限延深厚板
圆形心脏线	水平圆柱体
略扁之心脏线或椭圆	球体

3．判断矿体在钻旁侧或是在下面

如钻探未见矿，但磁测井已获得完整的异常，则可认为钻井从矿的旁边穿过。这时，就不必继续钻进了见图 4—11。

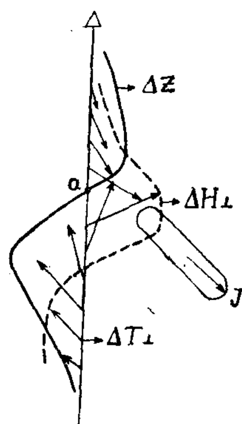


图 4—11 矿体在钻井旁侧

如井中磁测发现异常，但尚未获得完整的异常曲线。继续钻进是否能打到矿体？这可以顺层磁化板为例，分三方面来讲。

（1）如 ΔZ 曲线上正下负，$\overrightarrow{\Delta T_{\perp}}$ 矢量收敛，其交点离开钻井的方向与磁化方向（即矿体倾斜方向）相反（譬如磁化方向向北，由矢量交点在钻井的南面），则应继续钻

进，很可能见矿。见图 4—12(b)

（2）如 ΔZ 曲线上正下负，但数值较小，而 $\overrightarrow{\Delta T_{\perp}}$ 矢量交点离开钻井的方向与磁化方向相同（交点在钻井的北面），则钻井继续下去，将从矿头旁边通过。见图 4—12(a)。

（3）如 ΔZ 曲线，越向下负异常数值越大，下部 $\overrightarrow{\Delta T_{\perp}}$ 矢量发散，矢量尾部延长线之交点，离开钻井的方向与磁化方向相反（交点在钻井南面）。则说明钻井已在矿体尾端的外面。这时可建议停钻。见图 4—12(c)。

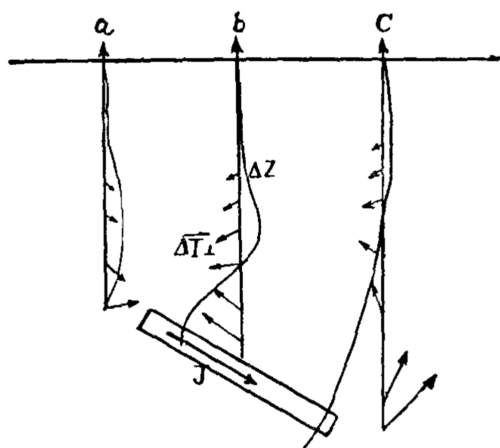


图 4—12 根据异常判断继续钻进能否见矿

a、c 继续钻进，不能见矿；b 继续钻进，可以见矿

（4）判断矿体在钻井的哪一边

无论矿体是二度体，还是三度体，判断矿体在钻井的哪一边，最简单可靠的办法，是利用 $\overrightarrow{\Delta H}$ 矢量图。该图表示钻井中每个测点上水平分量 $\overrightarrow{\Delta H}$ 的大小和方向。钻井中，如有磁异常，一般情况是上部 $\overrightarrow{\Delta H}$ 矢量指向矿体的头部，下部 $\overrightarrow{\Delta H}$ 矢量则指远离矿体尾部的方向。二者之间有一 $\overrightarrow{\Delta H}$ 为零的点。我们取零点以上 $\overrightarrow{\Delta H}$ 的方向和零点以下 $\overrightarrow{\Delta H}$ 的反方向的平均方向，即为矿体中心离开钻井的方向。

图 4—13 中的 $\overrightarrow{\Delta H}$ 矢量图上部指北，下部指南，可知矿体在

钻井的北面。若作南北方向的$\overrightarrow{\Delta T_p}$图，则能直观地指示矿体位置。

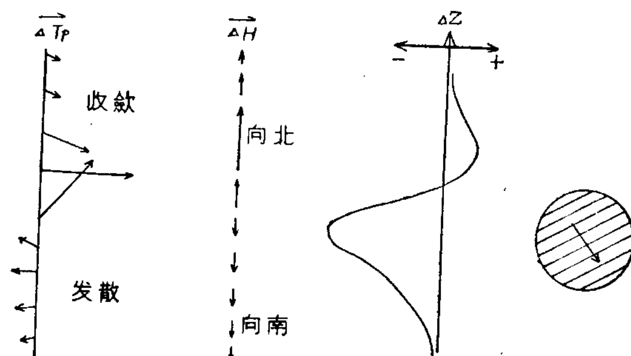


图 4—13　钻孔北面磁性体的异常

5．判断矿体的产状

（1）利用 ΔZ 或 ΔH 异常曲线

现以无限延深板状矿体的 ΔZ 曲线为例用图 4—14 来说明矿体产状与 ΔZ 曲线形态的对应关系。其中（d）与（j）曲线相似，矿体的倾向也相同，我们可用前面所讲的办法，即用$\overrightarrow{\Delta H}$矢量判断矿体在钻井的北面还是南面，就可以知道矿体的上端还是下端靠近钻井。（c）和（k）也可以用此办法加以区别。（f）和（l）是矿体走向为南北方向时的 ΔZ 曲线。可先用$\overrightarrow{\Delta H}$矢量判断矿体在东侧还是在西侧，再根据 ΔZ 曲线判断倾向。

（2）利用 ΔZ－ΔH 参量图

图 4—15，是一个无限延深板状体的 ΔZ－ΔH 参量图。

图形为一个圆，如圆的主要部分在第一象限 a，或第三象限 b 则矿体的倾角 β 大于磁化倾角 i，即 $\beta > i$。如果圆的主要部分落在第二和第四象限内，则 $\beta < i$。

（3）利用矿体内的磁场

对于沿走向和倾向是无限延伸的薄板状矿体来说，其内部磁异常场总量$\overrightarrow{\Delta T}$与板面相垂直，如图 4—16 所示。因此我们只

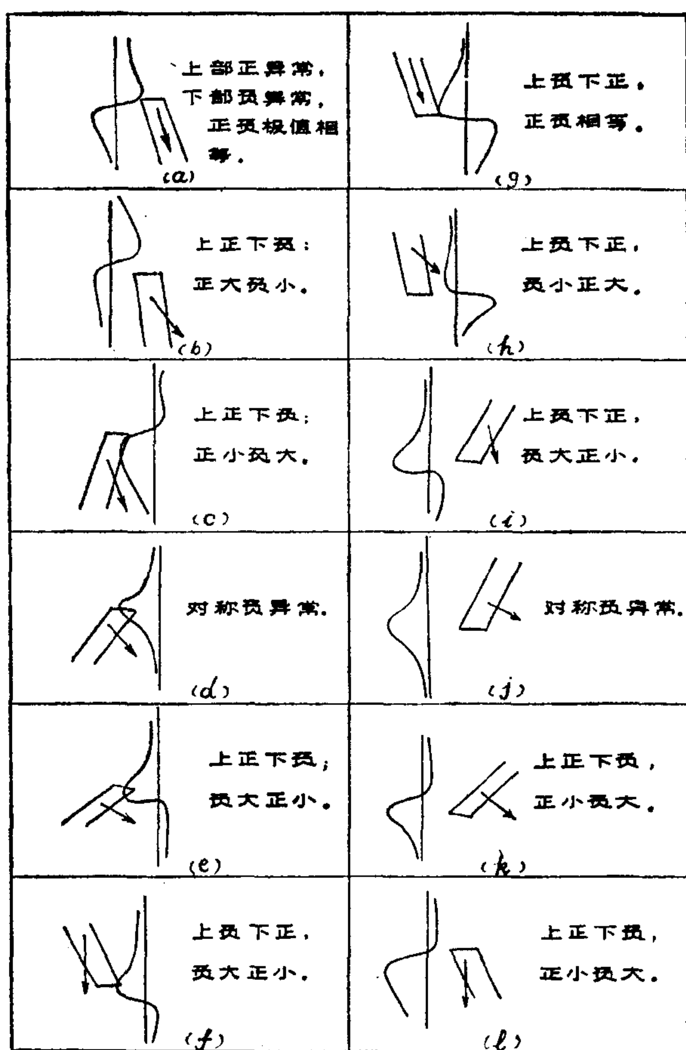


图 4—14 无限延深板状体的产状与ΔZ曲线对比图

要测定矿体中的 $\overrightarrow{\Delta T}$ 就可以知道矿体的产状。如果矿体形状不能满足上述条件，或矿体内部磁化不均匀，则测定结果误差较大。

6．判断钻井打在矿体的什么部位

可以根据 ΔZ 曲线的特征，判断钻井打在矿体的头部、中部、还是尾部，如图 4—17 所示，也可以根据 $\overrightarrow{\Delta T_{\perp}}$ 矢量图来判断，如果钻井穿过矿体头部，则收敛的矢量的强度比发散的矢量

强度大；如钻井穿过矿体尾部，则发散的矢量强度较大；如钻井穿过矿体中部，则收敛的矢量的交点和发散矢量的交点各在钻井的一侧，强度相等。见图 4—18

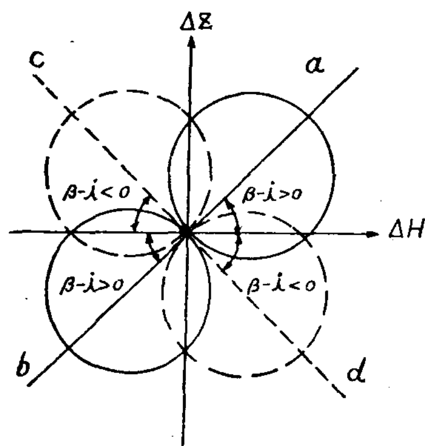


图 4—15 利用ΔZ－ΔH参量图判断板状矿体产状

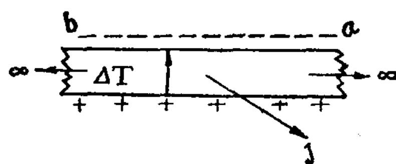


图 4—16 板状矿体内部的 $\overrightarrow{\Delta T}$

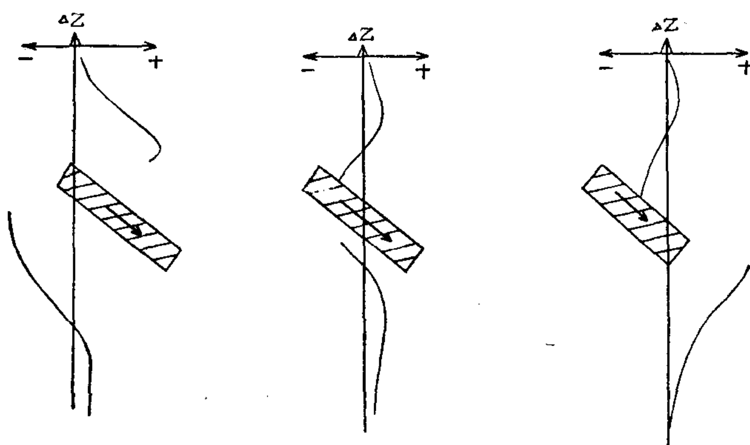


图 4—17 钻井穿过矿体不同部位时的ΔZ曲线

（六）实例——河南某多金属矿区井中磁测成果

该矿区已进入勘探阶段。矿石中含有部分磁铁矿，但埋藏较深，地面磁测精度低，所以未发现异常。在Ⅰ号勘探线 ZK_4 井

深439—491米范围内，打到六层薄层磁铁矿，测定岩芯参数，除磁铁矿外，其余岩石均无磁性。在ZK_4进行井中磁测，ΔZ曲线在见矿部位激烈跳动（见图4—19）。除此以外，在它的上方

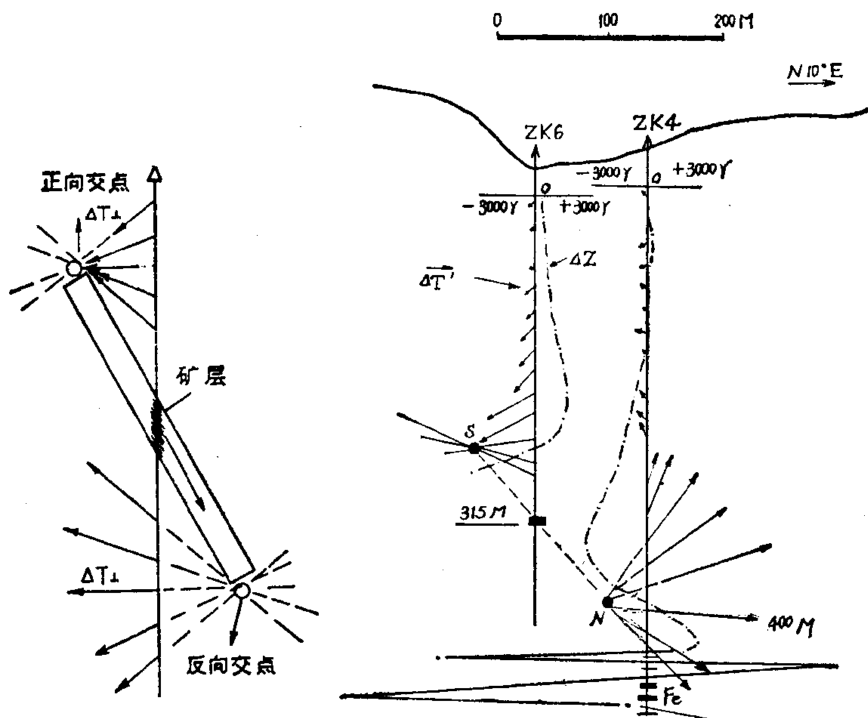


图 4—18　钻井穿过矿体中部时的$\overrightarrow{\Delta T_\perp}$矢量图　　图 4—19　河南某地井中磁测成果图

还有一个强度大，范围宽的规则异常。ΔZ负极值达到-3000γ。判断此异常不是已知的磁铁矿薄层所引起，而应另有盲矿体存在。且$\overrightarrow{\Delta T}$矢量是发散的，矢量尾部延长交于一点。交点位于$ZK_4$南侧40米处，离地面约400米，这就相当一个顺层磁化的矿体的尾部。因此推断盲矿位于ZK_4南面，向北倾斜，尾部离ZK_4约40米，距地表约400米。据此，布置了ZK_6，结果在井深315米处见到磁铁矿层，证明推断是正确的。

二、磁化率测井(JCK)

磁化率测井是测量沿井身视磁化率的变化，以划分磁性矿层（岩层）并求其磁化率值。

在钻井中放入一个带铁芯的线圈（灵敏元件）见图 4—20 此线圈接交流电桥，作为电桥的一臂。振荡器供给电桥低频交流电，则线圈有交变电流通过，因而产生交变磁场。铁芯与周围岩石形成磁路，此磁路的磁阻与周围岩层的磁化率有关。线圈附近岩层的磁化率 κ 越大，导磁率 μ 也越大，磁阻越小，磁通 φ 就越大。而磁通 φ 又与线圈的自感量 L 成正比。因此 φ 越大，L 就越大，线圈的感抗 Z 也越大。线圈的感抗变化造成交流电桥的不平衡，而有交流讯号输出。此讯号经过一套电子线路，变成直流电位差。在地面记录下来，就反映了沿井视磁化率的变化。如果某一地层的磁化比较均匀，而且有足够的厚度，则在该地层内所测定的视磁化率就是该地层的磁化率。

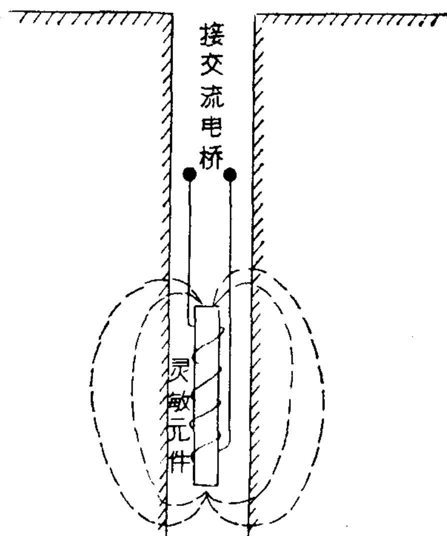


图 4—20 磁化率测井

第二节 井中电法勘探

一、视电阻率测井 (JDZ_1)

视电阻率测井和地面电剖面法的工作原理相同，两个电极供电，两个电极测量。不过是把三个电极做在一根三芯电缆上，放入钻井里面，见图 4—21 这三个电极组成电极系。

若供电电流强度为 I，M、N 间的电位差为 ΔV，用 K 代表与

电极系有关的一个常数（称为电极系数），则由下面公式算出来的ρ_s值就定义为视电阻率。

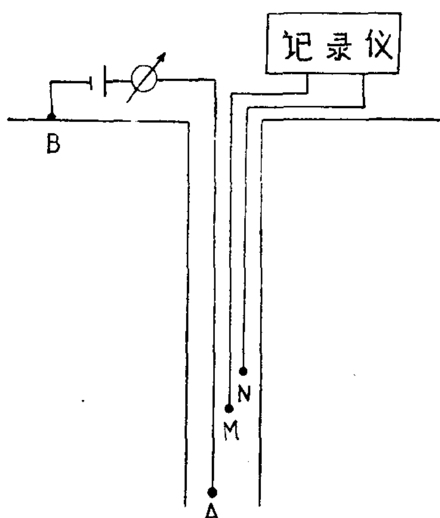


图 4—21　视电阻率测井

$$\rho_s = K\frac{\Delta V}{I} \quad (4.16)$$

如果地下的介质是均匀的，则ρ_s就等于该介质的电阻率ρ。实际上，地下有各种不同的地层，其厚度也大小不一，再加上断裂破碎和泥浆（井液）浸入等影响，地下介质是不均匀的。因此，视电阻率是不均匀介质的综合反映。

视电阻率虽然不等于某一地层的电阻率，但它却很受电极系附近地层的电阻率的影响。因此当电极系沿井身移动时，视电阻率随着发生变化，把它记录下来，就是视电阻率曲线，它可以反映钻井所通过的地层剖面。

（一）电极系

在钻井中的三个电极，有许多排列形式，彼此之间的距离也可以变动，做成各种电极系，不同的电极系，测量出来的视电阻率曲线，也不相同，应该根据当地的地质特点，通过试验选定最合适的电极系，以取得最佳的测井效果。

1．电极系的名称，规定如下：

（1）Ⅰ．单极电系——三个电极中只有一个是供电电极（A或B）。

$$\text{电极系数} \quad K = \frac{4\pi\overline{AM}\,\overline{AN}}{\overline{MN}} \quad (4.17)$$

Ⅱ．双电极系——三个电极中有两个是供电电极（A和B）。

$$电极系数\ K=\frac{4\pi\overline{AM}\,\overline{BM}}{\overline{AB}} \tag{4.18}$$

（2）Ⅰ．正装电极系（底部电极系）——成对电极（A，B或M，N）在下面；不成对电极（第三个电极）在上面。

Ⅱ．倒装电极系（顶部电极系）——成对电极在上面，不成对电极在下面。

（3）Ⅰ．梯度电极系——成对电极靠得近，另一电极离得远。

Ⅱ．电位电极系——成对电极离得远，而其中之一与第三电极靠得近。参看图 4—22

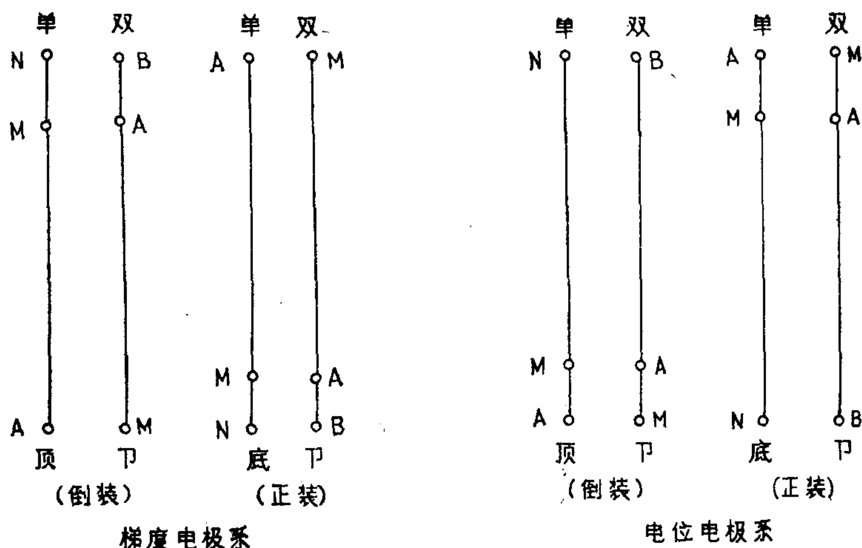


图 4—22 电极系

2．电极系的记录点：在电位电极系上，规定A、M二电极之中心为记录点；在梯度电极系上，规定AB的止点或MN的中点为记录点。记录点的位置代表电极系的位置。在某一位置上测定的 ρ_s 值作为记录点的视电阻率。这样作出视电阻率曲线图，能够较好地划分地层。

3．电极系的极距：规定$\overline{AM}$为电位电极系的极距。规定$\overline{AO}$或$\overline{MO}$（O为记录点）为梯度电极系的极距。

不同的极距，测出的ρ_s值也不同。极距越大，深测范围也越大，但分辨力也越低（不能划分薄层）。极距减小，可以提高分辨力，但受井中泥浆的影响也随之增大。因此，极距的选择，要根据具体的地质条件，经实验决定。（一般梯度电极系的极距L＝1—2米，电位电极系的极距L＜0.5米）。

4．电极系的表示方法

（1）图示法：将电极的排列和距离（以米为单位）用图表示出来，如图4—23。它是一个单极倒装（顶部）梯度电极系。极距L＝2.25米＋0.5米/2＝2.5米。

（2）文字表示法：图4—23中之电极系，由上而下，用文字表示成 N0.5M2.25A。

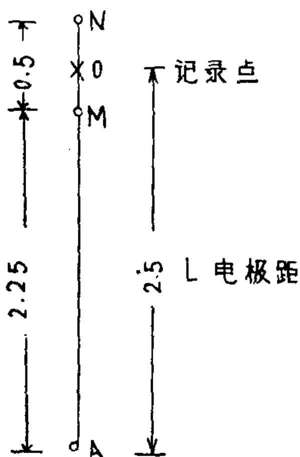


图 4—23 记录点与电极距

（二）视电阻率曲线

电极系沿井身移动，连续记录ρ_s的变化，便绘出一条视电阻率曲线。实际工作中，常保供电电流I不变。对一个电极系来说，K又是常数。由公式$\rho_s = K\frac{\Delta V}{I}$，可以看出沿井身记录$\Delta V$的变化曲线，换算一下横向比例就是视电阻率曲线了。（把每公分代表多少毫伏，换算成每公分代表多少欧姆·米）

上面曾列出八种电极系，其中单电极系和双电极系的视电阻率曲线完全一样。正装电极系和倒装电极系的曲线。只是上下颠倒，互为镜像，别无差别参看图4—24。唯有梯度电极系与电位电极系的曲线，大不相同。因此下面我们只介绍在不同情况下的两种曲线，其它六种曲线，可以类推。

1．高电阻厚层的ρ_s曲线（层厚大于电极距H＞L），见图

4—24。

2．高电阻薄层的 ρ_s 曲线（H＜L），见图 4—25。

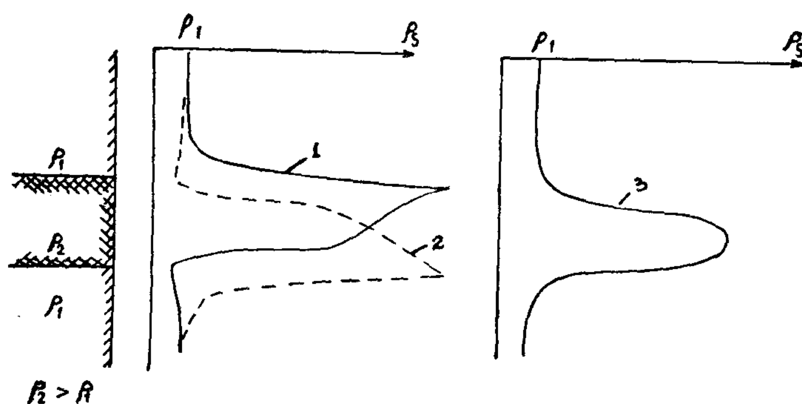


图 4—24 高电阻厚层的 ρ_s 曲线

1—倒装梯度电极系的 ρ_s 曲线；2—正装梯度电极系的 ρ_s 曲线；3—电位电极系的 ρ_s 曲线

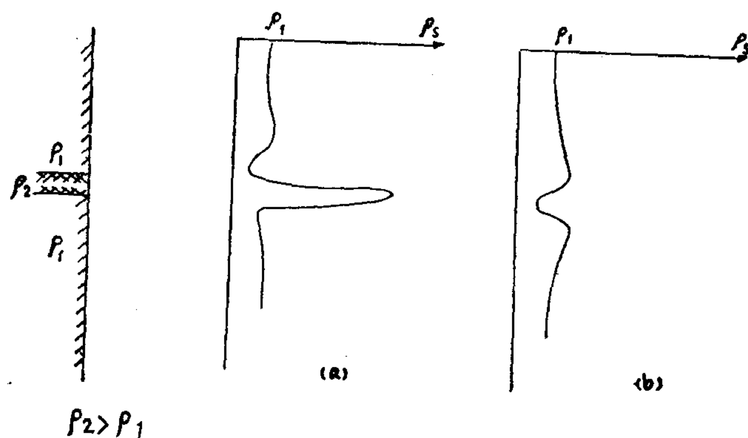


图 4—25 高电阻薄层的 ρ_s 曲线

a—倒装梯度电极系的 ρ_s 曲线；b—电位电极系的 ρ_s 曲线

3．低电阻厚层的 ρ_s 曲线（H＞L），见图 4—26。

4．低电阻薄层的 ρ_s 曲线（H＜L），见图 4—27。

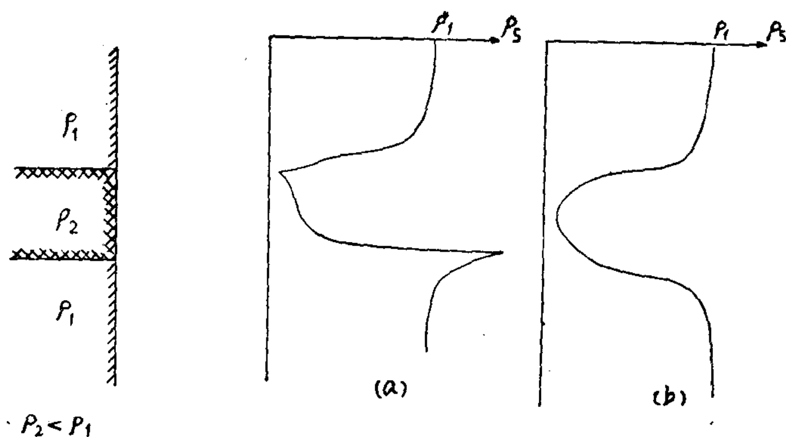


图 4—26 低电阻厚层的ρ_s曲线

a—倒装梯度电极系ρ_s曲线；b—电位电极系的ρ_s曲线

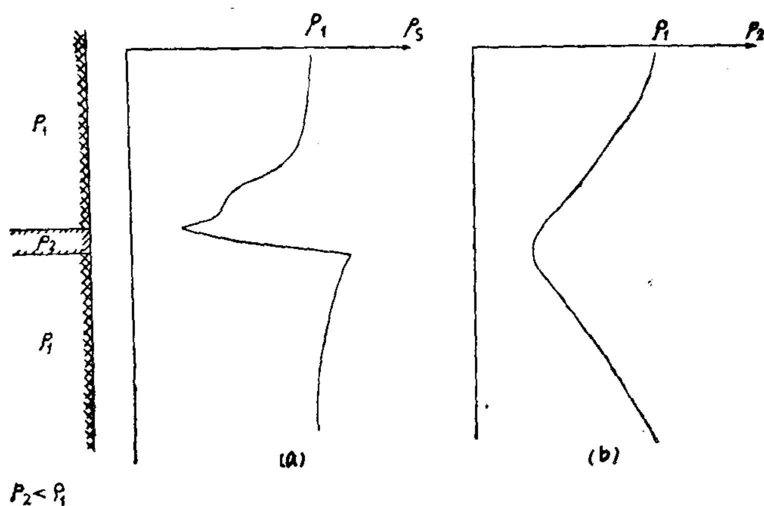


图 4—27 低电阻薄层的ρ_s曲线

a—倒装梯度电极系ρ_s曲线；b—电位电极系的ρ_s曲线

（三）仪器和辅助装备

视电阻率测井和其它一些电测井方法（自然电位测井、电极电位测井、电流测井等等）所用的仪器称为**电测井仪**，目前使用

较多的有下面两种类型：

1．JBC型轻便自动测井仪

本仪器由供电控制部分，测量部分和电源部分三箱仪器组成。可以同时记录两条视电阻率曲线，一条自然电位曲线。配合某些仪器设备，还可以记录其他参数曲线。

供电控制部分Ⅰ见图4－28由电池供电，线路中有一毫安表，显示供电电流强度。电流可以调节。直流电经过换向器以后，变成矩形交流电，供给AB电极。将直流改变成交流的目的是为了把人工电场和自然电场区分开来，能够同时测量视电阻率和自然电位。因为自然电场是直流电场，所以由AB供电而在MN产生的交流电位差，不能在自然电位测量线路Ⅲ中被记录下来（线路中还加入了扼流圈以消除交流干扰）。在视电阻率测量线路Ⅱ中，也有一个换向器。它和供电线路中的换器同轴旋转，而且“同步”。即当AB的极性变换时，测量视电阻率线路的输入端连接MN的接头也同时调换一次，这样MN之间的交流电位差，通过换向以后，变成直流，被记录下来；而MN之间的自然电位差，通过换向器，变成交流，不能被记录。（在换向器与测量电极之间，还加入了电容器，以

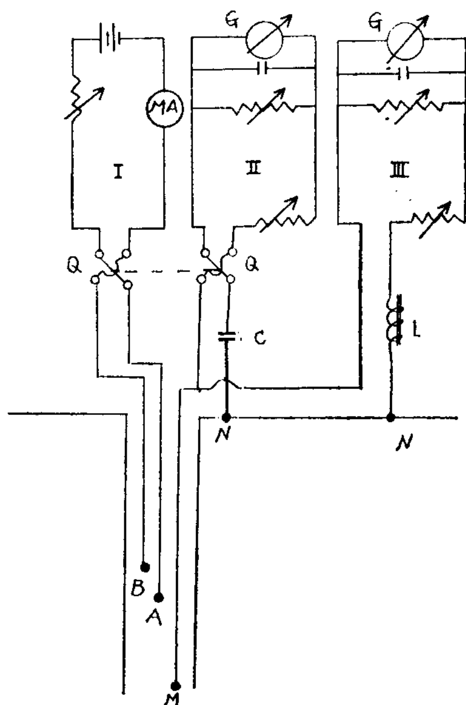


图 4—28 JBC型轻便自动测井仪原理线路

Ⅰ—供电线路；Ⅱ—视电阻率测量线路；Ⅲ—自然电位测量线路Q—换向器；C—隔直电容；G—检流计；L—扼流圈

阻隔直流电进入视电阻率测量线路）这样，自然电位与视电阻率便可以分别记录下来了。

测量部分Ⅱ和Ⅲ：本仪器有四个测量道（图只画出两道）。每道是一个示波器，由镜式检流计，光学系统及有关线路组成。直流电位差输入镜式检流计，使其中的小镜发生偏转，光线由光源射到小镜上，其反射光线，也随之偏转。光线通过光学系统形成一个光点，落在照相纸上，使照相纸感光。照相纸是由井口滑轮通过传动机构来带动的。照相纸随着电极系的移动而移动。光点则垂直于照相纸的两边而随着电位差的大小成正比地移动。于是就把电位差的变化记录下来，经过洗相，成为测井曲线。

2. JDC型电子自动测井仪

本仪器与JBC型测井仪不同之处，一是采用电子线路代替某些机械部分；二是用笔在记录纸上画出测井曲线代替照相记录。

供电部分：220V交流电，经整流、稳压，供直流电给AB电极，或再经方波发生器，产生交流方波供给AB电极见图4—29。

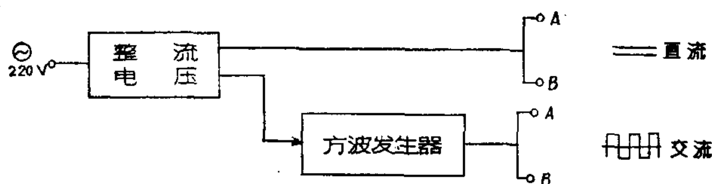


图 4—29 JDC型测井仪供电部分

测量部分：MN电极输入为直流电位差（如输入交流则经过一个变换器，变成直流），经过衰减器（起测程变换作用）接到桥式电位差计。如果输入的电位差和基准电源的标准电位差使电桥不平衡，则桥式电位差计就输出一个偏差电压。将此偏差电压

变成交流，再经放大，输到伺服电动机，电动机转动带动桥式电位差计的滑动触点，使它自动达到平衡，电动机也就停止转动。MN 电极输入电位差改变时，电动机再次转动，达到新的平衡。在电动机转动时还带动一支墨水笔，在记录纸上左右转动。记录纸则由马达带着转动。这样便在记录纸上画出测井曲线，记录纸的移动速度与电极系在井中的移动速度成一定比例，称之为深度比例。本仪器可同时记录五条曲线，见图 4—30。

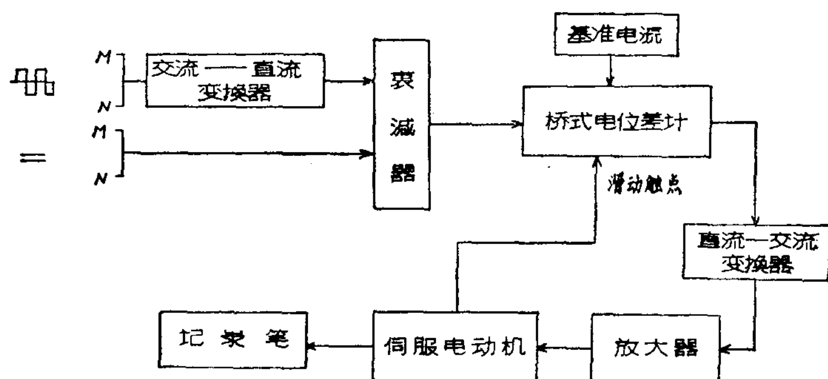


图 4—30　JDC型测井仪记录部分

3．辅助装备

（1）电缆：电缆的作用是把井中的电极系与地面电源及仪器连接起来，通常用 WJH-0.3 型和 WJH-0.6 型国产电缆。这种电缆有三根芯。每根芯分别与一个电极连接。电缆在使用时应保持缆芯之间及与外界之间的良好绝缘。

（2）电极系：由纯铅皮或铅丝组成，绕在电缆外面。用导线与相应的缆芯焊接起来，然后用绝缘胶布包扎妥善。电极系的下端弯成环状，以便挂上重锤。

（3）重锤：其作用是增加重量，使电极系或下井仪器沉到泥浆里去。重锤一般用生铁或铅制成。与 WJH-0.3 型电缆配合使用的垂锤的重量为 10—30 公斤。

（4）井口滑轮

井口滑轮的作用是使电缆顺利地在井中上下移动。滑轮与记录仪器的卷纸筒，通过一定的机件相连系，使记录纸的移动距离与电极系的移动距离成比例（1:50、1:200 等）。这个比例也就是测井曲线的纵向（深度）比例尺。滑轮上可装上转数表，以使指示电极系的下井深度。还可以装上指重表，以免电缆受拉力太大而断裂。滑轮的直径可以调节，以保证不同直径的电缆，在滑轮动一周时，所移动的距离相等（一般等于 0.5 米或 1 米）。

（5）绞车

电缆缠绕在绞车上，转动绞车可以提升或下放电缆。因为电缆的上端随着绞车一起转动，要把电缆与测井仪器相连接，必须借助于集电环，集电环有四个同心的黄铜环。其中三个环分别与三根缆芯连接，另一环接地。用三个炭刷与前三个环呈滑动接触，再用导线将炭刷和仪器连接，则仪器便和A、B、M三个下井电极连接起来了。

（四）工作步骤：

1. 按照说明书，将测井仪器调节妥善。

2. 将仪器设备放于一定位置，并接好线路。

3. 通过试验选择恰当的横向比例尺（即记录纸上，横的方向每公分代表多少毫伏或欧姆·米）。

4. 测量自然电位时，仪器的电压常数（光点或笔在记录纸上移动一公分，所需输入的电位差的毫伏数）就等于曲线的横向比例尺。

5. 测量视电阻率时，先选用一定的电压常数m，再用供电线路中的标准电阻 R_0，来进行校准（电流通过 R_0 产生一定的电位差，将此电位差输入测量线路），调节供电电流直到光点（或记录笔）偏转达到下列数值：

$$l = K\frac{R_0}{n} \qquad (4.19)$$

式中　K　电极系数

n 横向比例尺

R_0 标准电阻

l 光点偏转距离（厘米）

此时固定m和电流I，进行测量，则测出的曲线的比例尺即为n。

6．选用深度比例尺，一般用1:200和1:50两种。

7．深度的确定（以井口为起标点，确定电极系记录点的深度）。曲线的深度比例尺和滑轮的转数表只能大致表示深度，精确的深度，由下法来确定。

在电缆上每隔10—20米，做一深度记号。在井口滑轮上有一个触头开头。当深度记号，通过这个开关时，就把开关接通一下，在记录纸上记录一个标记。电极系记录点到第一个深度记号F_1的距离称为第一记录常数C（自然电位法，$C_1=\overline{F_1M}$；视电阻率法$C_2=\overline{F_1O}$）。井口到触头开关的电缆长度为D。则当第n个记号通过自动开关时，电极系记录点的实际深度H为：

$$H=(n-1)\Delta l+C-D \tag{4.20}$$

Δl 深度记号间隔距离

参看图4—31。

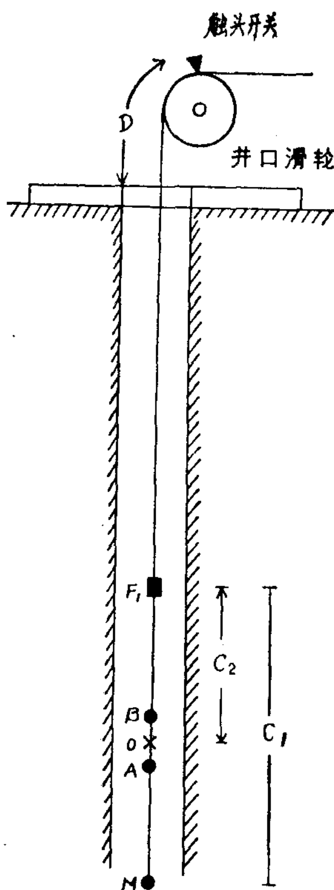


图 4—31 电测井记录点的深度计算

C_1—自然电位法的第一记号常数；
C_2—视电阻率法的第一记号常数

8．测井工作之前，应先了解释钻井情况，如有坍塌堵塞或

其他不利于测井的因素存在，应先排除，再进行测井。

9．工作前，应检查电缆和仪器装备的绝缘情况。仪器外壳，绞车座架，应很好接地。电缆磨损，应及时修理。

10．各种测井方法，按相应的操作规程，进行工作。

11．按统一格式，绘制测井正式图件。

（五）根据视电阻率曲线，划分地层

根据视电阻率曲线，可以确定导电性不同的地层的分界面。兹按不同情况分述如下：

1．高电阻厚层

（1）顶部梯度电极系的ρ_s曲线的极大点和极小点向上移动$\frac{\overline{MN}}{2}$（或$\frac{\overline{AB}}{2}$）即分别是岩层的顶面和底面。

（2）底部梯度电极系的ρ_s曲线的极小点和极大点，向下移动$\frac{\overline{MN}}{2}$（或$\frac{\overline{AB}}{2}$）即分别是岩层的顶面和底面。

（3）电位电极系的ρ_s曲线，急剧变化点向外侧移动$\frac{\overline{AM}}{2}$，即岩层的顶底面。

2．高电阻薄层

（1）梯度电极系的ρ_s曲线的急剧变化处，即岩层的顶底面，或利用ρ_s极大值$\frac{2}{3}$处的点，来定顶底面。

（2）电位电极系的ρ_s曲线不适用。

3．低电阻厚层

（1）底部梯度电极系的ρ_s曲线的极小点和极大点向上移动$\frac{\overline{MN}}{2}$（或$\frac{\overline{AB}}{2}$），即分别是岩层的顶面和底面。

（2）底部梯度电极系的ρ_s曲线的极大点和极小点向下移动$\frac{\overline{MN}}{2}$（或$\frac{\overline{AB}}{2}$），即分别是岩层的顶面和底面。

（3）电位电极系的ρ_s曲线所划出的极小带向内侧移动$\frac{\overline{AM}}{2}$



即岩层的顶底面。

4．低电阻薄层

（1）顶部和底部梯度两条ρ_s曲线所划出的极小带向外侧移动$\frac{\overline{MN}}{2}$（或$\frac{\overline{AB}}{2}$）即岩层的顶底面。

（2）电位电极系的ρ_s曲线不适用。

利用电测井资料来划分地质剖面，比单纯依靠岩芯来划分，结果要精确。在石油和煤田勘探中，测井资料是必不可少的。在金属矿区由于岩性复杂，测井曲线划分地层的能力较差，但对矿层则能清楚地划分出来。

二、井中激发极化法

（一）激发极化测井（JDHJ）

激发极化测井是测量沿井身视极化率的变化的一种测井方法。可使用地面激发极化法仪器和视电阻率测井所用的一套下井设备，进行点测。

一般采用梯度电极系。电极距可选用长短两种。长的电极系用来估计岩（矿）层电性参数；短的用来详细划分地质剖面。

因为岩（矿）石被极化以后，二次场的衰减有一定过程。为了避免在某一测点进行测量时，受前一测点剩余极化的影响，使用单电极底部梯度电极系时，应在下放电极系时进行观测；而使用单电极顶部梯度电极系时，则在提升电极系时进行观测。

供电电流一般在几十至几百毫安之间变化，以保证二次场强度与电流密度成正比关系。

供电时测定极化场电位差ΔV。断电后，经一定延时测定二次场电位差ΔV_2。按以下公式计算视极化率和视电阻率：

$$\eta_s = \frac{\Delta V_2}{\Delta V} \tag{4.21}$$

$$\rho_s = K\frac{\Delta V_1}{I} = K\frac{\Delta V - \Delta V_2}{I} \tag{4.22}$$

式中ΔV_1为一次场电位差。因为在金属矿层井段上，ΔV_2数值

较大，ΔV 与 ΔV_1 相差悬殊，故不宜用 $\rho_s = K\frac{\Delta V}{I}$，来计算视电阻率。

图 4—32 是内蒙某铜矿的激电测井结果。ρ_s 和 η_s 曲线反映矿层是低电阻高极化率的厚层。小极距（L＝1 米）的曲线能划分出夹层。大极距（L＝5.5 米）的曲线，反映围岩的极化率为 3—9%；矿层的极化率为 40—50%。

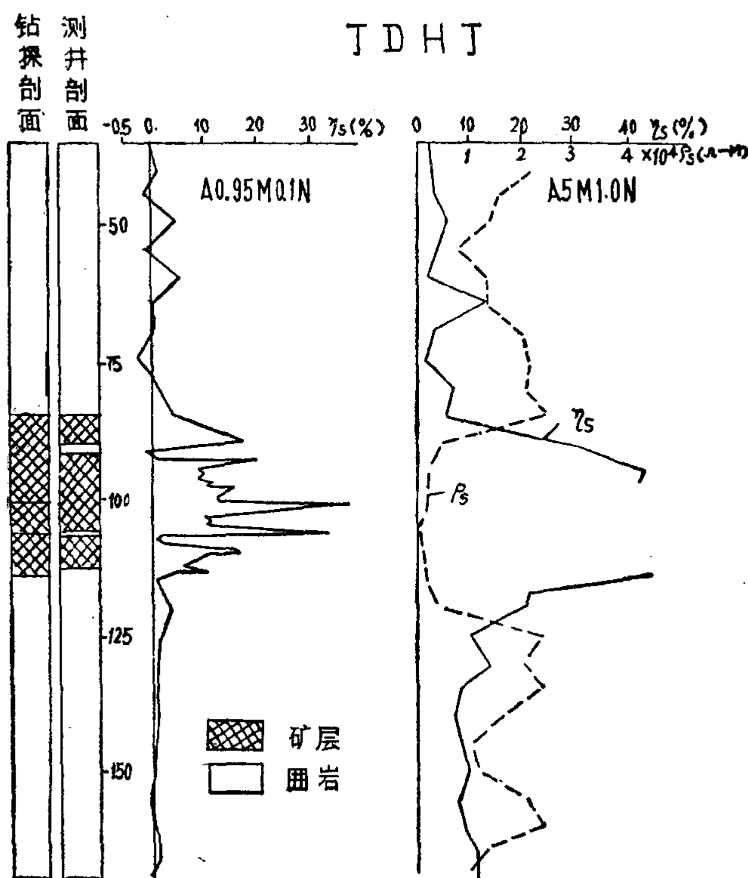


图 4—32　内蒙某铜矿ZK-175激电测井曲线

（二）地表—井中工作方式

地表—井中工作方式是将供电电极 AB 布置在地面上测量电

极MN放入井中，进行测量的一种方式（简称地一井方式）。

B极放在离开井口“无限远”处。A极距井口一定距离 r 或直接用井口套管接地（r=0）。A极可以布置在相对井口的不同方位上，依次进行地一井方式测量，这就称为方位测量。由于A极位置不同，如有井旁盲矿，则矿体的极化方向和强度也就不同，因而各方位的测量结果都不一样。利用这一特点，可判断盲矿体的空间位置。在方位测量中距离 r 的大小，应通过试验来确定，一般为 100 米至 300 米。

测定的参数有两种：一是视极化率 η_s；另一是二次异常电位差。

$$\Delta V_2^a = \Delta V_2 - \eta_\phi \Delta V \qquad (4.23)$$

这里 η_ϕ 是视极化率背景值即围岩视极化率的平均值。

此外，还测定 r = 0 时的视电阻率

$$\rho_s = K\frac{\Delta V_1}{I} \qquad (4.24)$$

式中

$$K = 2\pi\frac{\overline{AM}\cdot\overline{AN}}{\overline{MN}} \qquad (4.25)$$

每个测点K值不同，应分别计算。

地一井方式，可以发现井旁或井底的盲矿体（极化体）。图4—33（a）中钻孔未打到矿体，但进行 r = 0 的地一井方式测量，得到完整的激电异常曲线，说明孔旁有盲矿体存在。图4—33（b）中，钻孔下部出现明显激电异常，但未测完整，说明孔深不够，底部有盲矿体存在，应继续钻进。

利用方位测量可以判断矿体在钻井的哪一边。当A极布置在矿体中心地表投影点与井口的连线上时，井中将观测到最大的 η_s 异常。A极在其它方位上时，η_s 异常减弱。此外，当A极在矿体中心地表投影点与井口的连线上时，ΔV_2^a 曲线呈上正下负的“反S”形。A极在相反的方位上时，ΔV_2^a 曲线则呈上负下正的“S”形。利用这两个特点可以确定矿体的方位。参看图 4—34。

（三）井中—地表工作方式

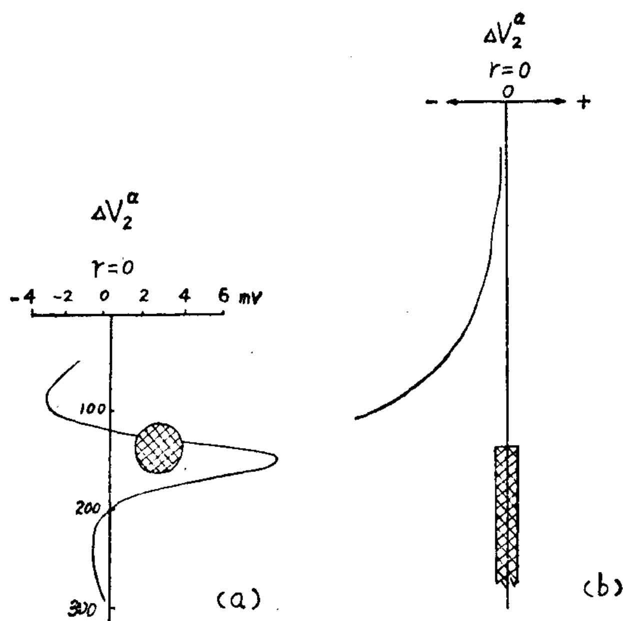


图 4—33 地一井方式探测盲矿体

（a）矿体在井旁　　（b）矿体在井下

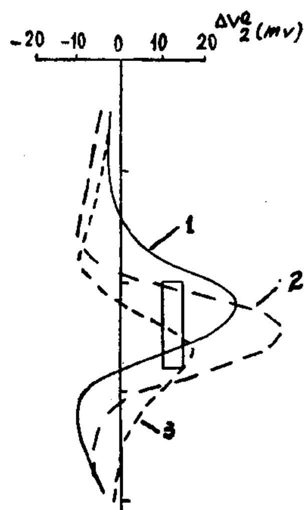


图 4—34 A极在不同方位时的ΔV_2^a曲线

1—矿体与A极在同一方位；2—A极在井口；3—矿体与A极在相反方位

井中—地表工作方式（简称井—地方式）是把供电电极A放入井中。B极放在“无穷远”处。测量电极在地面沿测线进行观测。如果钻孔中已见矿体，实际上这就是激发极化充电法。如果钻孔未见矿，也可以用井—地方式发现和圈定盲矿体。

因为极化场和二次场都是矢量，为了在地面把它们测定出来，需要使用两对互相垂直的测量电极M_x、N_x和M_y、N_y，分别测量沿测线方向和垂直测线方向的电场分量。这种

测量方式称为向量测量。

在观测过程中，保持供电电流不变。供电时测定极化场的两个分量 E_x 和 E_y，断电后，经一定延时，测定二次场的两个分量 E_{2x} 和 E_{2y}。（实际测定的是电位差 ΔV，因为 $\overline{MN}$ 一定，假定MN之间电场是均匀的，则可以 ΔV 表示E）。由此可以计算极化场和二次场：

$$\text{极化场}\quad \vec{E}=\vec{E_x}+\vec{E_y} \tag{4.26}$$

$$\text{二次场}\quad \vec{E_2}=\vec{E_{2x}}+\vec{E_{2y}} \tag{4.27}$$

可以绘制 $\vec{E}$ 和 $\vec{E_2}$ 的向量平面图。

$\vec{E}$ 和 $\vec{E_2}$ 往往方向不同，设其夹角为α，我们可以计算以下两个参数：

$$\text{视极化率}\quad \eta_s=\frac{E_2\cos\alpha}{E}\times 100\% \tag{4.28}$$

$$\text{向量参数}\quad \nu_s=\frac{E_2\sin\alpha}{E}\times 100\% \tag{4.29}$$

E 是 $\vec{E}$ 的模数，E_2 是 $\vec{E_2}$ 的模数

还可以计算二次场异常分量：

$$E^a_{2x}=E_{2x}-\eta_\phi E_x \tag{4.30}$$

$$E^a_{2y}=E_{2y}-\eta_\phi E_y \tag{4.31}$$

η_ϕ 是视极化率背景值，即围岩的视极化率平均值。这些参数都可以作成剖面平面图。

下面举个例子。假如在钻井东北有一个球形盲矿体。A极放入井中的深度等于球心埋藏深度，并假定矿体距A极较远，则可以认为球体是水平均匀极化的。测线为东西方向。沿测线分别测定东西方向和南北方向的电场分量。作出的 $\vec{E_2}$ 向量图和 E^a_{2x} 剖面平面图如图 4—35 所示。

（4）井中—井中工作方法

井—井方式是把供电极A和测量电极 MN 都放入井中，供电路B放在“无穷远”处。如果A极和MN电极放在同一井中，则成为前面所讲述过的激电测井。也可以把A极放在一个钻井，而

把MN极放在另一钻井，进行电位测量（一个极固定，一个极移动），或梯度测量（两个极一起移动）。这样可以研究两个钻井之间矿体的相关性，或发现盲矿体。

图 4—35　球形矿体上井一地方式探测结果

如有甲乙两个钻井，都见到一层硫化矿，它们是否相连？是否属于同一层位？这可以用井一井方式来解决。先在甲孔充电（用刷子电极，在矿层底板稍下部位充电），在乙孔进行测量。然后，再在乙孔充电。在甲孔测量。若两次测量，都在相应的矿层部位上得到电位的极大值或电位梯度的零值，则可以说明两个井所见到的矿是属于同一层位的；如果测量结果不是这样，则说明它们是彼此不相连的两个矿体。

图 4—36 是用井一井方式探测两个钻孔之间盲矿体的结果。

由图可见，选择一系列充电点，分别进行井一井方式测量，

可以得到一簇 ΔV_2^a 曲线。这些曲 线的交点就 对应矿体 靠近测量钻孔的一端。异常幅值最大的那条曲线的充电点位置就对应矿体另一端。从曲线的正负变化形态还可以判断矿体向那一边倾斜。

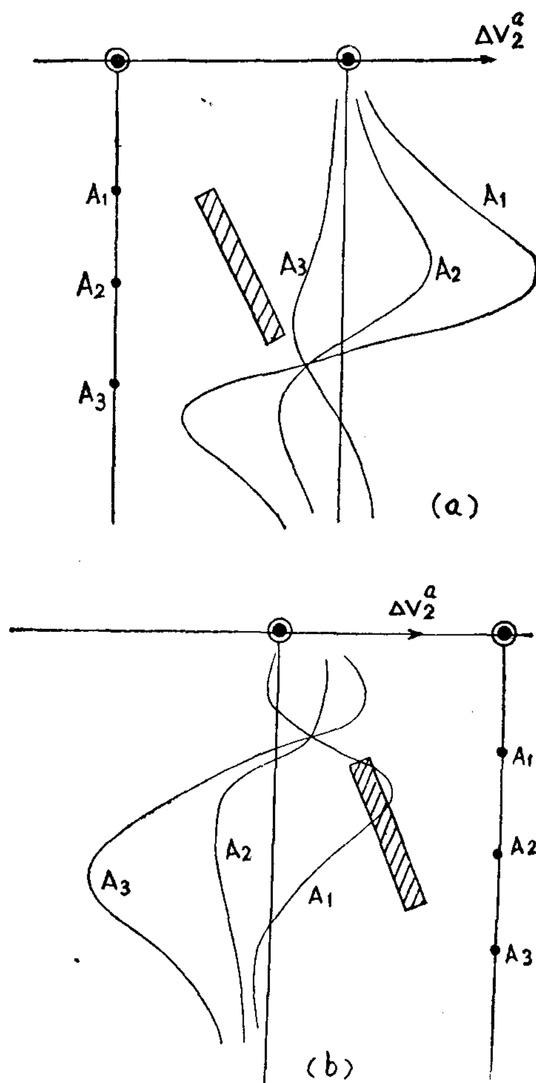


图 4—36 井一井方式探测盲矿体

(a) 左井充电，右井观测　　(b) 右井充电，左井观测

三、井中电磁波法

（一）无线电波透视法

电磁波在岩石中传播过程中，由于岩石对电磁波有吸收作用，波的强度随着距离的增大呈指数衰减。衰减的快慢主要决定于岩石的导电率和电磁波的频率，（与岩石的介电常数和导磁率也有关系，但岩石的这两个参数变化范围不大）。在频率一定时，岩石的导电率越大（电阻率越小），则吸收作用越强，电磁波的衰减也越快。

设甲乙二钻井之间有一个良导电性的盲矿体，如果在甲井发射电磁波，在乙井接收，由于矿体对电磁波的吸收作用较强，所以测量出来的电场曲线（目前井中电磁波法是测量电磁波的电场强度的幅值，以微伏/米 作单位）。对应于矿体的部分，量值减小，形成阴影区。

观测方法有两种：

1．同步法：把发射机和接收机分别放入两个相邻的钻井中，彼此保持一定距离，沿井身同步移动，进行观测。根据阴影区可以发现盲矿体。这种观测方式节省时间，资料也容易处理，一般用于普查找矿阶段。

2．定点法：把一个仪器（通常是接收机）放在一个井中的一个点上，固定不动；另一个仪器（通常是发射机）在另一个井中移动，进行观测。测完一条曲线以后，按一定间距，改变固定点，再测第二条曲线。如此类推，可以得到许多条场强曲线。利用它们，就可以在透视平面内圈定矿体轮廓。因此，本工作方式一般用于详查、勘探阶段。

（二）单孔电磁波干涉法

因为无线电波透视法，需要两个钻井，而且井与井之间的距离又不能太大，才能取得效果。这样的条件不易获得，所以人们开始试验研究只用一个钻井的电磁波探测方法，这就是单孔电磁波干涉法。

将发射装置和接收装置放入钻井，二者相隔一定距离L。当

围岩中有金属矿体存在时，到达接收机的，除了直达波以外，还有从矿体表面反射回来的反射波。直达波与反射波叠加。如果二者相位一致时，电磁场加强到极大值；如果二者相位相反，则电磁场减弱到极小值，这就是干涉现象。当井中仪器，沿着井身移动时，就观测出一条场强曲线。在对着矿体及其附近井段，出现正负相间的异常。根据异常特点，可以判断矿体的埋藏深度。可以改变距离L，进行多次观测，取得更多的资料，有可能用来推断矿体产状和离井轴的距离。

四、井中低频电磁法（感应测井）

井中低频电磁法，是在钻井中使用的一种交流电法勘探，可以在没有井液的干井中进行测井。

本方法有两种工作方式：一种是把发射线圈和接收线圈都放入井中，相隔一定距离，同时移动，进行测量。这种方式称偶极法。另一种方式是把一个很大直径的发射线圈铺放在井口周围的地面上，只把接收线圈放入井内，沿井身移动，进行测量。这种方式称为迴线法。

在钻井不深，矿体产状接近水平的情况下，用迴线法较有利。如果钻井较深，覆盖层电阻率低，矿体产状陡，则宜用偶极法。

本方法是利用电磁感应原理。振荡器供给发射线圈交流电，发射线圈便产生交变磁场（称为一次场），如果附近有一良导电性矿体，则在矿体中感应生成涡流（涡旋电流）。此涡流又产生磁场（称为二次场）。用接收线圈和测量仪器，沿井身测定二次场的强度，就可以发现此盲矿体。

二次场也是交变磁场，它与一次场相位不同。可以把二次场分解成两个分量，一个与一次场同相或反相的分量称为实分量；另一个与一次场相位差90°的分量称为虚分量。这两个分量都可以用仪器分别测定。

在进行偶极法工作时，发射线圈的轴是和井轴平行的。若接收线圈的轴也和井轴平行，则所测定的是二次场的Z分量。测量Z分量，要先把一次场补偿掉。若把接收线圈的轴放在与井轴相

垂直并指向钻井倾斜的方向，则所测定的是二次场的X分量。若接收线圈的轴的方向与上述的两个方向相垂直，则所测定的是Y分量。

图 4—37 是用偶极法探测井旁一个无限延伸导电性水平薄板，所得到的Z分量曲线和X分量曲线。

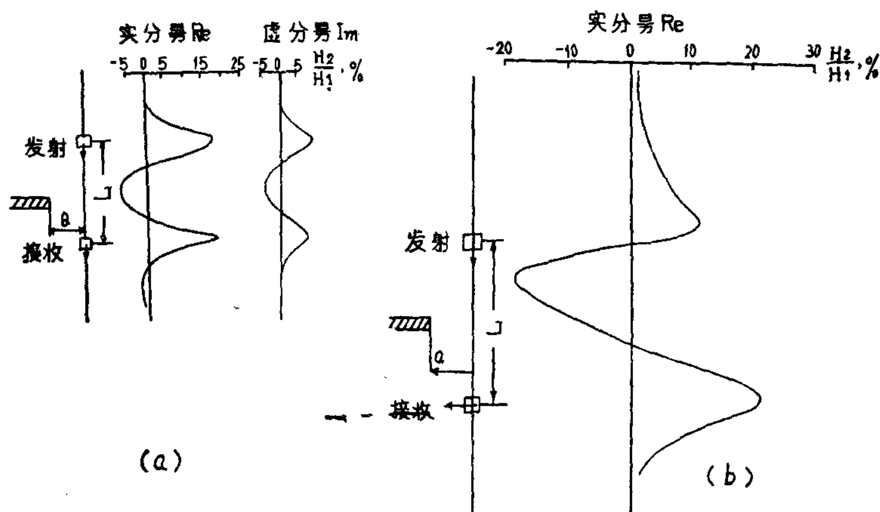


图 4—37 偶极法二次场异常曲线

（a）Z分量 （b）X分量

第三节 井中放射性勘探

一、天然伽玛测井(JFG)

本方法与地面伽玛测量原理相同，只是把探测器放入钻井内，沿井身测量γ射线强度。如果有放射性矿层，便在测井曲线上清楚地反映出来，并且能确定其厚度。

由于各类岩石的放射性强弱不一，天然伽玛测井，可以用来划分井壁的地层。一般说来酸性岩浆岩的放射性较强。在沉积岩中含泥质成份越多，放射性也越强。炭质岩石和石墨化岩石的放

射性也较强，而化学沉积岩放射性最弱。

在金属套管中，不能进行电法和磁法勘探工作，却可以进行放射性测量，这是本方法的一个特点。

二、伽玛—伽玛测井（γ—γ测井）—（JFGG）

如图4—38 所示，用人工制造的锌或钴的同位素（Zn^{65}，Co^{60}）作成γ源，它放射出一定能量的γ射线进入岩石，与岩石中的电子相碰撞，一部分被吸收，一部分散射进入探测器，被仪器记录下来。在γ源与探测器之间装一个铅屏，它的作用是阻挡γ源的射线直接进入探测器。

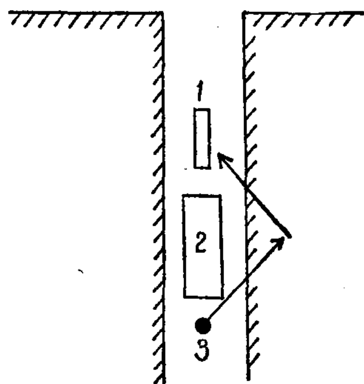


图 4—38 γ—γ测井

1—探测器；2—铅屏；3—γ源

在密度大的岩石（或矿体）中γ射线容易被吸收，因此散射的距离不大；在密度小的岩石中，γ射线可以散射得较远。因此当井下仪器通过密度大的岩石或矿体时，探测器的计数率减低（单位时间内的脉冲数减少）。因此伽玛—伽玛测井，又称为密度测井。

从γ源到计数管中心的距离，叫做源距，源距的大小对测量结果有影响。目前在金属矿和煤田测井中常采用的源距为20—60厘米，源强为 4--10 毫居里。也可以通过试验，选用合适的源强与源距。

为了消除泥浆的影响，可使用特制的下井仪器。仪器一侧安上弹簧，使仪器紧贴井壁，计数管和γ源都用铅屏蔽，只有靠井壁的一边不屏蔽。这种装置，可以划分出 0.1 克/厘米^{3}密度差的岩层。伽玛—伽玛测井曲线（以γ源到探测器中心 1/2 距离处，作为记录点）。对应于金属矿体呈负异常（因金属矿的密度较大）；而对应于煤层，呈正异常（因煤的密度较小）。

三、中子活化测井法

中子活化测井，是用中子流轰击井壁的矿层，中子与金属元素的原子核发生核反应，使金属元素变成放射性同位素。然后用仪器测定该同位素的γ射线的强度和能量，来判断矿层所含金属元素的种类和含量（矿石的成分和品位）。

目前国内常用的中子源为Po—Be 中子源和Am—Be 中子源。强度为 50—60 居里。外加一层石腊作为减速剂，使中子的能量降低到适用的程度。让中子流照射矿层若干分钟，使金属元素充分“活化”。停止照射若干分钟，以消除干扰（让半衰期短的干扰同位素衰变殆尽），再进行测量。测量仪器有两部分：井中部分是一个闪烁式探测器，结构和闪烁式辐射仪相似。它把接收到的γ射线，转变成电脉冲经电缆输送到地面。地面部分是多道能谱仪，又称脉冲幅变分析器。它把输入的脉冲，进行统计分析，把各种能量不同的γ射线的强度都分别记录下来。这样就可以作出一条能谱曲线，其横坐标是射线的能量，纵坐标是是相应的强度。例如铜元素 Cu^{63}，经中子活化，变成射性同位素 Cu^{64}，其γ射线的能谱曲线见图 4—39（图中能量以百万电子伏特 Mev 为单位；强度以单位时间的脉冲数为单位）。

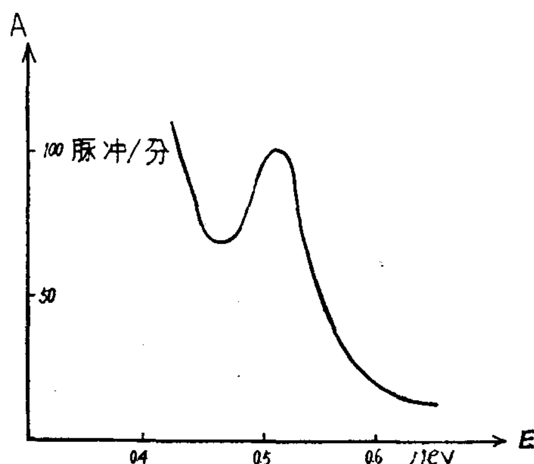


图 4—39 Cu^{64} 的能谱曲线

不同的元素有不同的能谱。Cu^{64}的能谱曲线在能量为0.51Mev处有一高峰；而Al^{28}在1.78Mev处有一高峰，Mn^{56}在0.84 Mev处有一高峰。利用能谱曲线的特征，可以判别矿石的成份。

另外，各种放射性同位素的半衰期也不一样，也可以用来判断元素的种类。例如Cu^{64}的半衰期是12.9小时，Al^{28}的半衰期是2.3分，Mn^{56}的半衰期是2.6小时。

如果已知矿石的成分，要求矿石的品位，也可以用中子活化测井去测定。办法是用几种已知品位的矿石，做成钻井模型，进行中子活化分析，作出能谱曲线。再把实际测井所得出的能谱曲线和模型测定的曲线对比，就可以求得钻井中矿层的品位。应注意的是测井和模型测定的工作条件要一致。

× × × × × × ×

井中地球物理勘探方法种类很多，在这一章里只介绍了与金属矿有关的几种主要方法，学员已掌握地面物探的基本原理又具备了井中物探的一般知识，则不难"举一反三"，对其他方法也能领会。

在一个金属矿区配合地质勘探，究竟选用何种井中物探方法，应视具体的地质—地球物理条件而定。这就需要仔细研究矿区的地质、钻探和地面物探资料，进行分析判断。必要时，先进行试验，才可以开工生产。一般而言，在磁性矿床方面，井中磁测是有效的。测量井中的磁场强度可以发现盲矿体，并可以推断矿体的位置和产状。磁化率测井可以提供矿体的磁参数，划分矿层。在良导电性矿床方面，视电阻率测井可以划分矿层，确定层厚。无线电波透视法可以确定矿体的空间位置。在没有井液的干井中，可以进行感应测井，也能划分良导电矿层或发现井旁的盲矿。在有电化学活动性的矿体方面，可以进行井中激发极化法，有可能发现井旁盲矿并判断其空间位置。这一方法对细脉浸染型矿床也有效果。在放射性矿床方面，则采用伽伋测井法。如果矿体密度与围岩密度不同，则可进行伽伋—伽伋测井，它可以区分磁性矿体还是磁性岩石，导电性矿体还是低电阻率岩石。例如在金属矿

区常常存在着炭质岩层和石墨化岩层，这对电法是一项严重的干扰，如果进行综合方法的井中物探工作，就可能克服这一困难，取得较满意的结果。此外，井中物探方法是普查勘探手段之一，必须与其他手段密切配合，取长补短，才能发挥作用，多快好省地完成地质找矿任务。

注：本章主要参考了如下资料

1. 陕西省地质局第二物探队编　井中三分量磁测　1974年1月　地质出版社
2. 北京地质学院编　金属与非金属地球物理测井　1962年1月　中国工业出版社
3. B、A・梅耶尔著　多金属矿床测井　1965年4月　中国工业出版社
4. 内蒙古地质局科技情报室编　地下物探经验汇编　1976年3月　地质出版社
5. 江汉石油地质学校编　地球物理测井解释　1973年7月　内部印刷

第五章　物探方法的综合应用

通过各种物探方法专业课程的讨论，我们已经掌握了这些方法的原理、仪器、野外工作及解释推断等方面的知识。同时，我们也已经了解了它们的应用范围，应用条件和应用效果。但在实际解决某项地质问题时，通常不是使用某种单一方法，而是需要综合应用包括物探在内的各种勘探手段。就物探工作本身而言，同样也需要综合应用各种方法，才能解决错综复杂的地质问题。

对于某一特定的地质问题，究竟选用哪些物探方法？这些方法如何配合？对所获得的物探异常如何进行正确的综合解释？这是物探工作的基本任务之一。

这一章里，我们通过一些实例，介绍物探方法的综合应用。

第一节　金属矿床上物探方法的应用

一、长江中下游某地火山岩型铁矿床上物探方法的应用

（一）矿床的发现经过：

异常为1956年1:10万航磁所发现，位于区域性高磁场背景上，形态规则，峰值达1000γ左右。如图5—1所示。

发现航磁异常后，作了比例尺为1:5万地面磁测检查，证实异常确实存在。但由于异常与火山岩（主要为安山岩）出露区相对应，因此，将它列为隐伏火山岩引起的异常。

1961年又作了比例尺为1:2.5万的地面磁测，并在异常区作了1:1万磁法详查。当时根据异常范围大(4KM²)，梯度平缓，形态不甚规则等，仍解释为火山岩引起。

1965年受邻省在类似的火山岩中找到大铁矿的启发，又在异常上作了磁法检查剖面和大量的岩（矿）石磁性测定工作（见

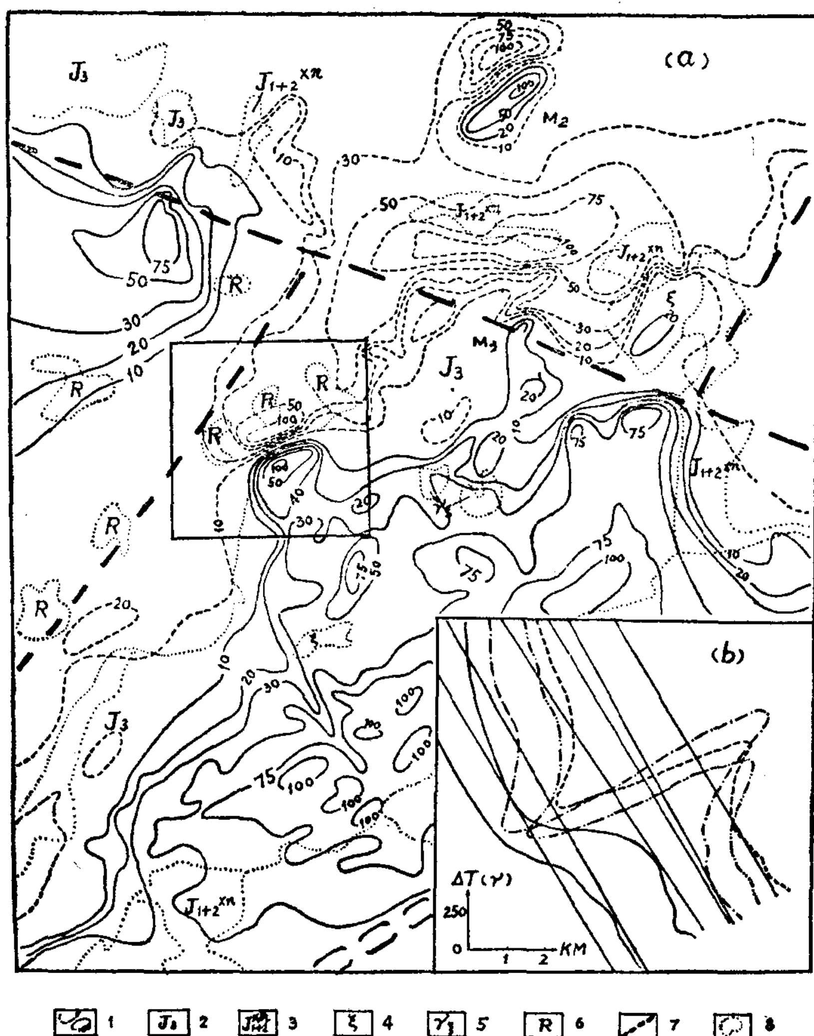


图 5—1 长江中下游某地火山岩型铁矿区及其外围航磁异常图

（a）ΔT平面图　　（b）剖面平面图

1—ΔT等曲线；2—侏罗系上统火山岩系；3—侏罗系中下系统象山群；4—正长岩；5—二长岩；6—砂砾岩；7—大断裂带；8—地质界线

表 5—1)，发现：

1．异常虽位于火山岩区，但对此区域地质和航磁资料，异常正处于区域磁异常的突出转折部位。异常带内有些局部异常已被证实为铁铜矿床所引起。因此，这个异常处于成矿有利地段。

2. 地面磁测检查结果，异常形态与航磁异常相似。邻近地区的 M_2、M_3 异常，经地面磁测检查，分为若干个不规则小异常，经过验证为橄榄辉石岩及闪长岩引起，而这个异常处于安山岩中，安山岩具有弱磁性，证明这个异常与邻近的两个异常性质可能不同。

3. 岩石磁性测定结果，在异常区内，除辉石安山岩有磁性外，其它火山岩均属弱磁性。初步估计，异常区内火山岩只能引起 500—700γ 的磁异常。

基于上述客观条件的分析，认为异常为强磁性地质体所引起，建议对该异常进行综合物探方法评价。

1966 年，对该异常，先后进行了比例尺为 1:1 万的磁法和重力法详查，并配合进行了垂向电测深工作。其成果如图 5—2、图 5—3、图 5—4 所示。

（二）矿区地质及地球物理特征

矿区位于某山字型构造的东翼，某大断裂东侧，某中生代火山岩盆地的西北边缘。盆地的西、西北边缘为第三系—白垩系砂岩，红色砂砾岩等覆盖。东南部边缘为中、下侏罗统石英砂岩。中部为上侏罗统中偏碱性熔岩和火山碎屑岩。区内断裂构造主要有两组，一组北西向；另一组北东向。后者位于工区西部第三系分布地带，为一隐伏的断裂。见图 5—1

上侏罗统火山岩层自上而下分成三组：浮山组的粗面岩，双庙组的安山岩，砖桥组的火山碎屑岩、安山岩及粗面安山岩。矿区内地层大致为一北东走向，向北西缓倾的单斜构造，局部地段稍有起伏，倾角一般为 5°—12°，局部可达 20°。

由于火山活动剧烈，火山岩普遍受不同程度的蚀变，通常以次生石英岩化为分界面，其上蚀变较弱，以明矾石化、高岭土化、绢云母碳酸盐化为主，称为远矿浅色蚀变带；其下，蚀变化强烈，称为近矿深色蚀变带。此带以下有黄铁矿化，磁（赤）铁矿化，黄铜矿化及硬石膏化等，有利部位可富集成工业矿体。在邻近铁矿体附近的粗面安山岩中叠加有硅化、硬石膏化、碳酸盐

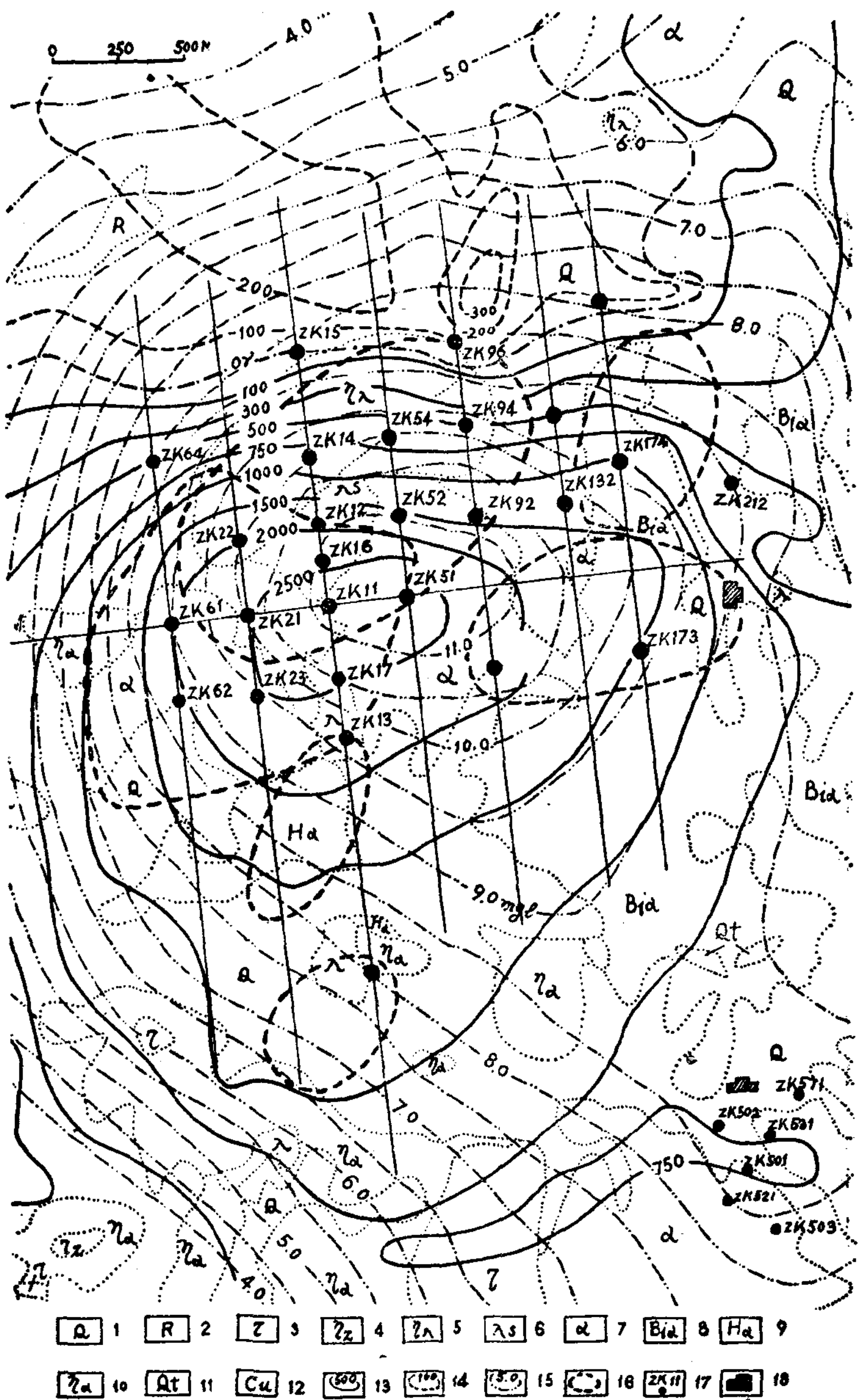


图 5—2 矿区地质物探综合平面图

1—浮土；2—砂砾岩；3—粗面岩；4—角砾粗面岩；5—凝灰角砾岩；6—凝灰质粉砂岩；7—安山岩；8—黑云母安山岩；9—辉石安山岩；10—安山质角砾熔岩；11—次生石英岩；12—铜矿脉；13—正ΔZ等值线；14—负ΔZ等值线；15—Δg等值线；16—矿体在地面上投影；17—钻孔及编号；18—村庄

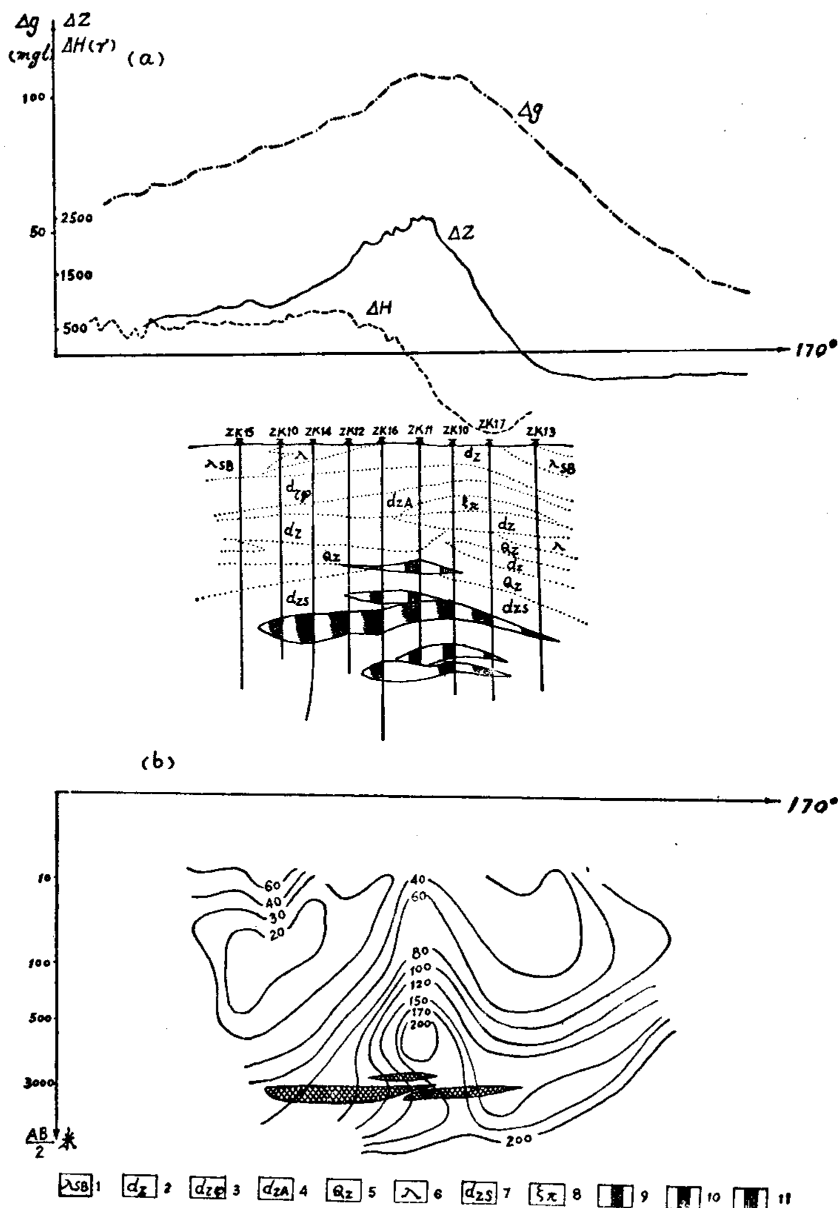


图 5—3 物探异常剖面图

（a）重磁剖面图　　（b）等 ρ_s 断面图

1—凝灰质粉砂岩；2—粗安岩；3—黑云母粗安岩；4—杏仁状粗安岩；5—次生石英岩；6—凝灰岩；7—蚀变粗安岩；8—正长斑岩；9—铁矿体；10—黄铁矿、含铜黄铁矿体；11—硬石膏矿体

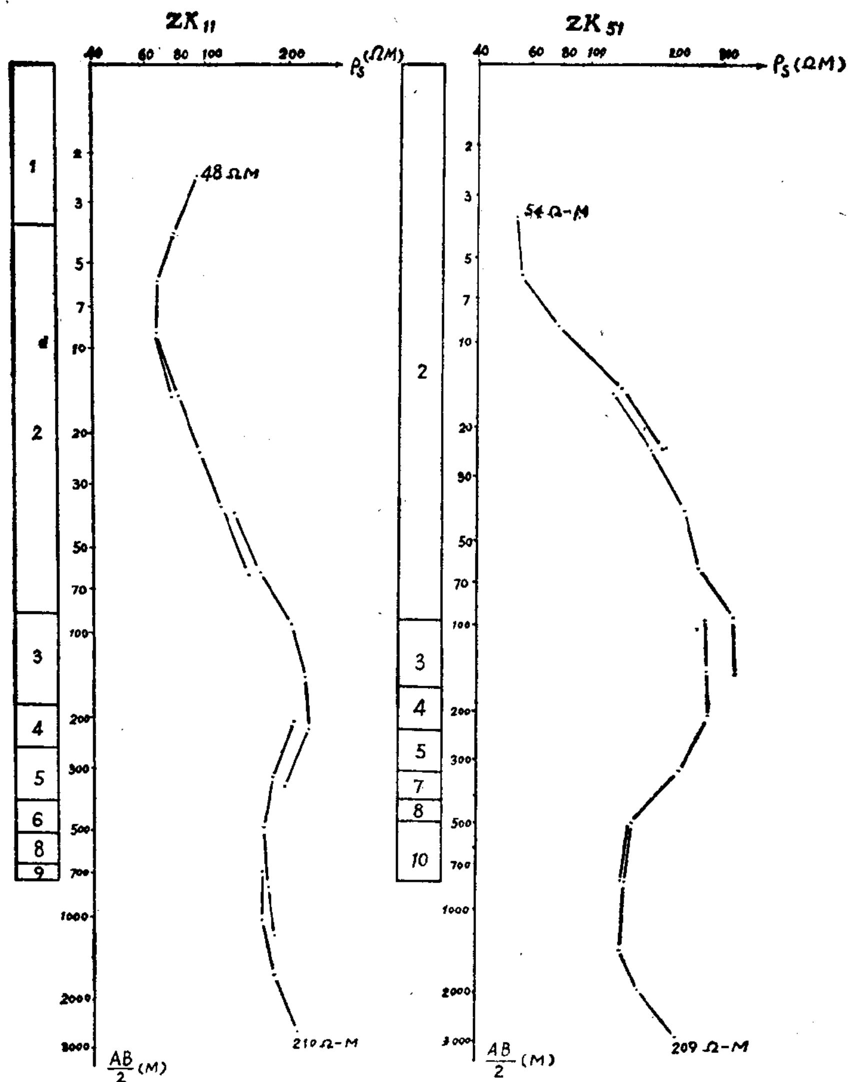


图 5—4 孔旁测深曲线图

1—浮土；2—安山岩；3—黑云母安山岩；4—杏仁状安山岩；5—黄铁矿化凝灰岩；6—硬石膏（黄铁矿化）；7—黄铁矿化次生石英岩；8—铁矿、蚀变安山岩；9—含铜黄铁矿；10—硬石膏透辉石岩夹磁铁矿层

化等蚀变现象。这种蚀变叠加现象，往往发育在靠近矿体的数十米范围之内，对于找矿有直接指示意义。

（三）物探异常特征及其性质的确定

1．磁异常

地面磁异常特征见图 5—2 及图 5—3 与航磁异常见图5—1形态基本相似，为一平缓、规则、似等轴状异常，峰值达 2700γ，在强背景上叠加 200γ 左右的不规则跳动。

由表 5—1 可见：矿区内火山岩（除辉石安山岩外）均为弱磁性。辉石安山岩虽具有较强的磁性，但分布范围很小，按 $Z_{max}=2\pi J$ 计算，可引起最大异常为450γ左右。地表安山岩磁性较弱，但分布范围较广。按 $Z_{max}=2\pi J$ 计算，可引起最大异常为200γ左右。因此，可以肯定在强背景值上叠加的不规则异常为地表安山岩、辉石安山岩等引起的，而平缓规则、强度达 2700γ 的强背景值为一埋藏较深的强磁性体所引起。

物性测定结果　　表 5—1

采集地点	岩、矿石名称	K（10^{-6}CGSM）		J_r（10^{-6}CGSM）		密度（克/厘米^3）	
		变化范围	常见值	变化范围	常见值	变化范围	常见值
地	辉石安山岩	1500—2300	1600	100—200	150	2.62—2.82	2.69
	安山岩	0—1000	600	0—2000	200	2.30—2.70	2.40
	粗安岩	0—420	0	0—1000	0	2.20—2.52	2.40
	粗面岩	0—630	0	0—990	0	2.30—2.52	2.40
	安山质角砾熔岩	0	0	0	0	2.19—2.25	2.23
表	凝灰岩	0	0	0	0	2.56—2.82	2.70
	砂砾岩	0	0	0	0	2.58—2.64	2.60

经初步定量计算结果如表 5—2 所列，磁性体的埋深大约为 500—600 米，总磁化强度 $J=35000\times10^{-6}$CGSM，磁性体的形状可由 ΔH—ΔZ参量图如图 5—5判定，大致介于有限延伸的厚板与薄板之间，$\beta-i=-40°$。

2．重力异常：

定量计算结果　　　　表 5—2

磁性体形状	解析曲线	计算方法	埋深（米）	备　注
无限延深倾斜厚板状	分解曲线 f（x） ϕ（x）	特征点法	575　529 515　402	
	f（x）	切线法	490	
无限延深倾斜薄板状	实测曲线转换为二度体曲线	切线法	520	平均深度
		特征点法	550	
		任意点解释法	520	
		磁场空间分布法	460	
有限延深薄板状	二度体曲线分解为f（x）	切线法	中心埋深580	
扁平旋转椭球	实测曲线	理论曲线对比法	中心埋深666	a ＝ b ＝500米 c ＝166.7米

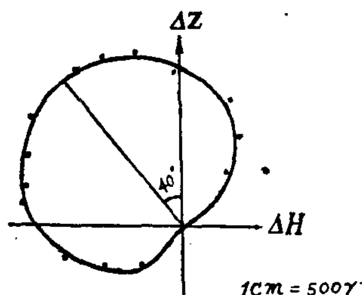


图 5—5　ΔH—ΔZ参量图

布伽重力异常反映为叠加在区域背景上的局部异常见图5—2及图5—3，极大值可达4毫伽，异常形态与磁异常基本相似，位置也基本上吻合，仅重力异常向南东方向有一定延伸，重磁异常中心稍有偏离，说明重磁异常的场源既相同，又有不同之处。

地表岩石密度测定结果见表5—1表明：凝灰岩、辉石安山岩密度稍高，但分布范围不大，且密度变化较稳定，不足以引起明显的重力异常。

3．垂向电测深异常：

在重磁异常上作了垂向电测深工作，ρ_s曲线呈KH型，在

$\frac{AB}{2}$=500 米附近出现低阻反映，等 ρ_s 断面图上，100—170 欧姆.米等值线发生弯曲，形成低阻畸变见图 5—3。

综上所述：肯定引起异常的场源具有强磁性，高密度，低电阻等特点，因此，推断异常为磁铁矿引起。

通过大量钻探验证，证实了引起异常的地质原因一为一以铁矿为主的综合性矿床，其主要矿种为：

（1）磁铁矿（含有钒）：

矿体赋存于砖桥组的火山碎屑岩、安山岩及粗面安山岩中，由若干层厚度不等的铁矿层组成，厚层矿体分布于异常西侧，矿石结构主要为块状磁铁矿，其上、下部多为网脉状，浸染状磁铁矿化带。

主矿体可分为两组：

Ⅰ号矿体：埋深 450—700 米，赋存于硬石膏—辉石岩内。

Ⅱ号矿体：埋深 500--800 米，赋存于辉石—碱性长石岩内。

主矿体呈北东向延伸，北西向缓倾的似层状体，产状与围岩一致。

（2）黄铁矿及含铜黄铁矿：

在磁铁矿体内广泛分布，有时产于磁铁矿的周围。

（3）硬石膏矿：

产于次生英岩中，最厚达 110 米。

上述各类矿体的空间分布情况见图 5—6 所示，在地面上的投影范围如图 5—2 所示。

钻孔岩心物性测定结果如下表：

（四）重磁异常的进一步解释

1．磁异常：

ΔZ 异常就其整体看，是一个完整的、封闭的、近似等轴状、正负伴生的异常。因此，初期解释时，认为异常是由一个完整的深部矿体所引起，所以，最初用选择法解释时，把矿体当作二度体看待，但仔细分析 ΔZ 等值线形状见图 5—2，还有以下特点：

表 5—3

采集地点	岩（矿）石名称	K（10^{-6}CGSM）		J_r（10^{-6}CGSM）		σ（克/厘米³）	
		变化范围	常见值	变化范围	常见值	变化范围	常见值
钻孔	磁（赤）铁矿	500—440000	—	700—720000	—	3.31—4.76	4.10
	含铜黄铁矿	0—7000	—	0—2000	—	4.10—4.50	4.30
	磁（赤）铁矿化蚀变安山岩	0—34000	—	0—38000	—	2.85—4.47	3.31
	黄铁矿化蚀变安山岩	0—1000	—	0—2000	—	2.84—4.52	3.71
	硬石膏	0—4000	—	0—600	—	2.65—3.70	2.95
	安山岩	0—1000	—	0—2000	—	2.30—2.64	2.52
	凝灰岩	0—100	—	0	—	2.34—2.84	2.53

中心部位等值线向东拉长，外围等值线向南延伸及北部ZK_{94}附近和南部外围等值线向内弯曲，这是多个磁性异常的反映。由已控制的矿体形态见图5—6及图5—3可知：引起异常的矿体为三度有限延伸的似层状体，产状近于水平（倾角约10°左右），因此，需要根据实际情况对异常重新进行解释。

由钻孔岩心磁性测定结果看，只有磁铁矿及磁铁岩化岩石（主要在矿段附近）具有强磁性，其值$J_i = 38000 \times 10^{-6}$CGSM（厚度加权平均值），其它岩石均无磁性或只具有不均匀的弱磁性。因此，磁异常主要为磁铁矿引起已无疑，但已经制控的矿体所引起的异常与实测异常是否相符合呢？为此，作一些正演计算：

（1）将三度异常化为二度异常，再用选择法进行推断解释：

以 1 号剖面图5—3为例，将实测曲线转换为二度曲线，如图5—7 中之 ΔZ_1，然后用选择法计算已控制的矿体（Ⅰ、Ⅰ′、Ⅱ）的正演异常ΔZ_2，再求ΔZ_1 与 ΔZ_2之差，得出剩余异常曲线ΔZ_3，再用选择法求出引起 ΔZ_3 的新矿体，如图5—7中之Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ。

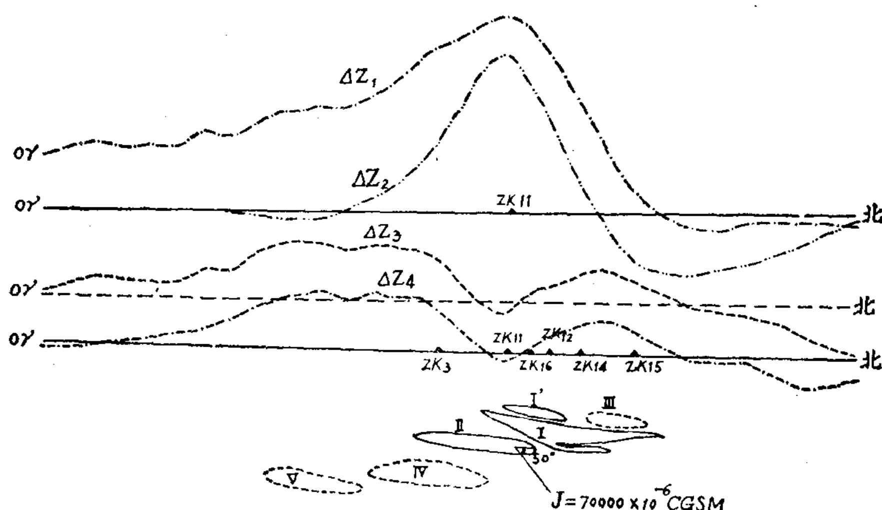


图 5—7　Ⅰ剖面ΔZ剩余异常推断解释图

ΔZ_1—三度转换二度曲线；ΔZ_2—已知矿体Ⅰ、Ⅰ′Ⅱ走向无限延长理论曲线；ΔZ_3—剩余曲线（$\Delta Z_1-\Delta Z_2$）；ΔZ_4—推断矿体Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ理论曲线

（2）用模拟计算与实测异常对比：

为了求出已知矿体所引起的 ΔZ 异常，根据实测 ΔZ 曲线特征及钻孔资料，将已知矿体（包括磁铁矿化带）近似的模拟为几个长方形体。即

Ⅰ号矿体：由两个长方形体组成

$2b=800$ 米，$2L=500$ 米，$2l=100$ 米，$h=550$ 米，

Ⅱ号矿体：$2b=800$米，$2L=700$米，$2l=60$米，$h=700$米，

Ⅲ号矿体：$2b=400$ 米，$2L=700$ 米，$2l=50$ 米，$h=500$米，位置分布及计算结果，如图 5—8 所示。

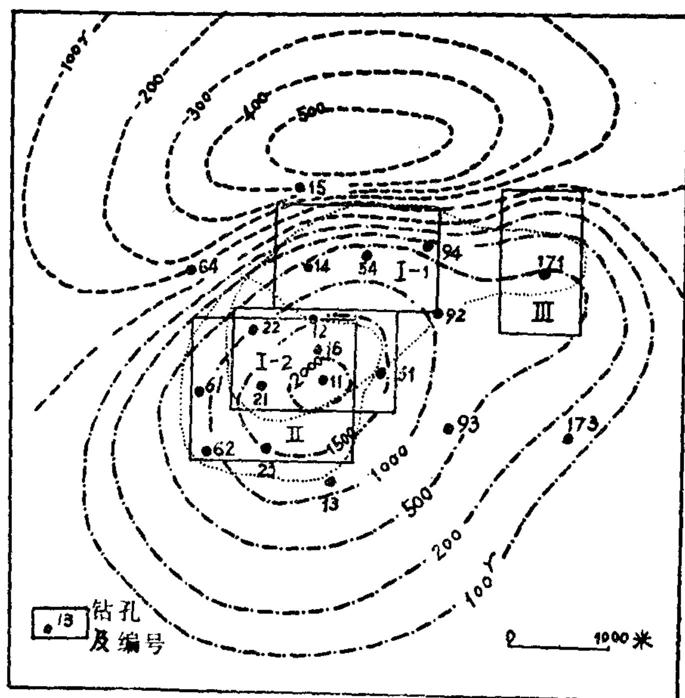


图 5—8　模拟矿体计算所得之磁异常图

从实测 ΔZ 值减去图 5—8 各点的 ΔZ 值，即得到剩余磁异常平面图，如图 5—9 所示；亦可求得 1 号剖面剩余异常，如图5—0所示。

（3）计算结果的综合解释

根据本区矿床特征及钻孔资料，可进一步认识上述剩余异常的性质：

对比图 5—7 和图 5—10 可见：ZK11孔南侧的两个剩余异常，形态和位置吻合，推断其为Ⅳ、Ⅴ号磁性体所引起。

Ⅳ号磁性体附近的 ZK13 孔于 700—800 米，见到邻近矿体的叠加蚀变岩石，并有黄铁矿，磁铁矿脉穿插，推断其为矿异常的可能性较大。

根据Ⅰ、Ⅱ号矿体的分布特点：Ⅲ号矿体位于Ⅰ号矿体南面，埋藏比Ⅰ号深，因此，推断矿体呈叠瓦状分布。由此认为Ⅳ

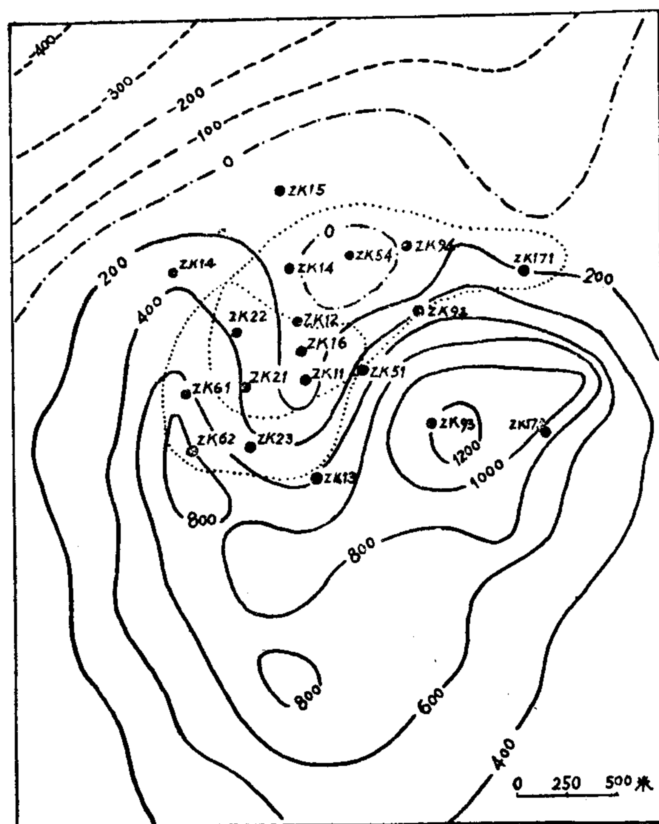


图 5—9 ΔZ剩余异常平面图

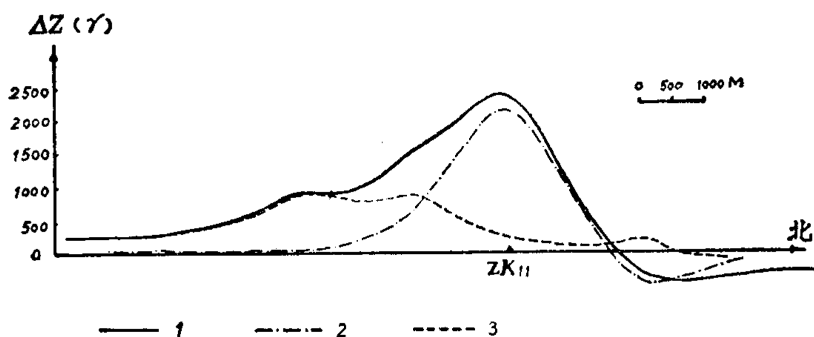


图 5—10 Ⅰ号剖面ΔZ正演计算剩余异常剖面图

1—实测曲线；2—正演计算曲线；3—剩余曲线

号矿体埋藏比Ⅱ号深，Ⅴ号比Ⅳ号深。

由图5—9可见：Ⅲ号矿体之南，有一个剩余异常，说明此处还有一个隐伏的Ⅵ号矿体，经ZK93孔验证，于570米深处见到90米厚的铁矿。ZK173孔也见到了铁矿。

Ⅱ号矿体西南，ZK61与ZK62处，还有一个剩余异常，尽管在模拟矿体时已经假定矿体达到这里，且厚度大于ZK61和ZK62孔所见矿层厚度，但仍有此剩余异常。

ZK21孔终孔801.3米，在矿层中；ZK22孔终孔为1038米，第二层矿埋深769.9—872.5米；ZK23孔终孔仍在蚀变带中，第二层矿埋深815.7—822.9米。这些情况说明ZK61孔（终孔800.6米）和ZK62孔（终孔787.7米），还未将对应这一异常的磁性体控制住，证明Ⅱ号矿体向ZK61和ZK62孔深部延伸。

2．重力异常：

布伽重力异常见图5—2，从整体看，反映为叠加在区域背景上的局部异常，其形态与分布范围与磁异常基本吻合，但仔细分析重磁异常尚有不同之处；

其一、二者中心偏移300米。钻探验证结果，在磁异常中心处的ZK11孔于505米以下见70米厚的磁（赤）铁矿及含铜黄铁矿、黄铁矿和硬石膏矿等，而重力异常中心处的ZK51孔仅见30米厚的贫铁矿及含铜黄铁矿，黄铁矿和硬石膏矿。

其二、重力异常向东南延伸，与磁异常呈钳形交叉。初期解释时，根据少数钻孔资料—各种矿体在空间分布的不一致及矿化蚀变的水平分带性等，曾设想重力异常向南东延伸部位存在一个磁铁矿减少，而黄铁矿或硬石膏矿集聚的地段，但ZK92孔及ZK173孔验证结果，发现上述设想与实际不符，黄铁矿与硬石膏矿的厚度都变小。这就说明重磁异常的场源既相同，又有不同之处。

为进一步探索矿体的分布规律，根据异常特征，并结合地质及钻孔资料，对重力异常作了进一步分析，研究得知：

布伽重力异常主要由下述四种因素叠加而成：

（1）受本区北东向断裂控制的区域异常；

（2）与本区北西向断裂有关的大面积异常；

（3）矿化蚀变使岩石密度增高，产生剩余质量，形成局部异常。例如：次生石英岩的上层岩石和下层岩石，由于矿化蚀变不同，形成明显的密度差异，其剩余密度可达0.3—0.4克/厘米^3，又如，近矿深色蚀变带内，围绕铁矿出现一个密度值为3.0—3.6克/厘米^{3}的高密度区，其外围又有一个平均密度为2.9克/厘米^{3}的中密度区。

高密度区与磁（赤）铁矿化和黄铁矿化有关；中密度区与硬石膏化和辉石化带相重合；

（4）铁矿体、黄铁矿体、含铜黄铁矿体及硬石膏矿体等高密度体引起的局部异常。

由钻孔岩心密度测定结果可知：磁（赤）铁矿和含铜黄铁矿密度最高，黄铁矿和硬石膏矿也具有较高的密度。

综上所述：前两种因素属于区域异常，它增高了局部异常的场值，并使局部异常受到歪曲；后两种因素属于局部异常，互相叠加，不易区分。

为了恢复局部异常的真面目，从变化均匀而缓慢的区域异常中把局部异常分解出来，对布伽重力异常进行了数据处理：

（1）剩余重力异常的计算：

采用圆周平均法，改正半径R＝1500米，其公式为：

$$\delta g = g(O) - \bar{g}(R)$$

式中　$g(O)$——计算点的重力值；

$\bar{g}(R)$——以计算点为中心，以R为半径的圆周上各点的平均重力值。

手算结果如图5—11所示。

在主矿体上，2.0毫伽等值线范围与已知高密度体范围基本一致，剩余异常中心位于ZK16孔偏东。在南东延伸部位也出现了一个1.5毫伽的异常，与主矿体上剩余重力异常呈明显的两个局部异常，但1.0毫伽等值线仍将两个异常连在一起，可能是由

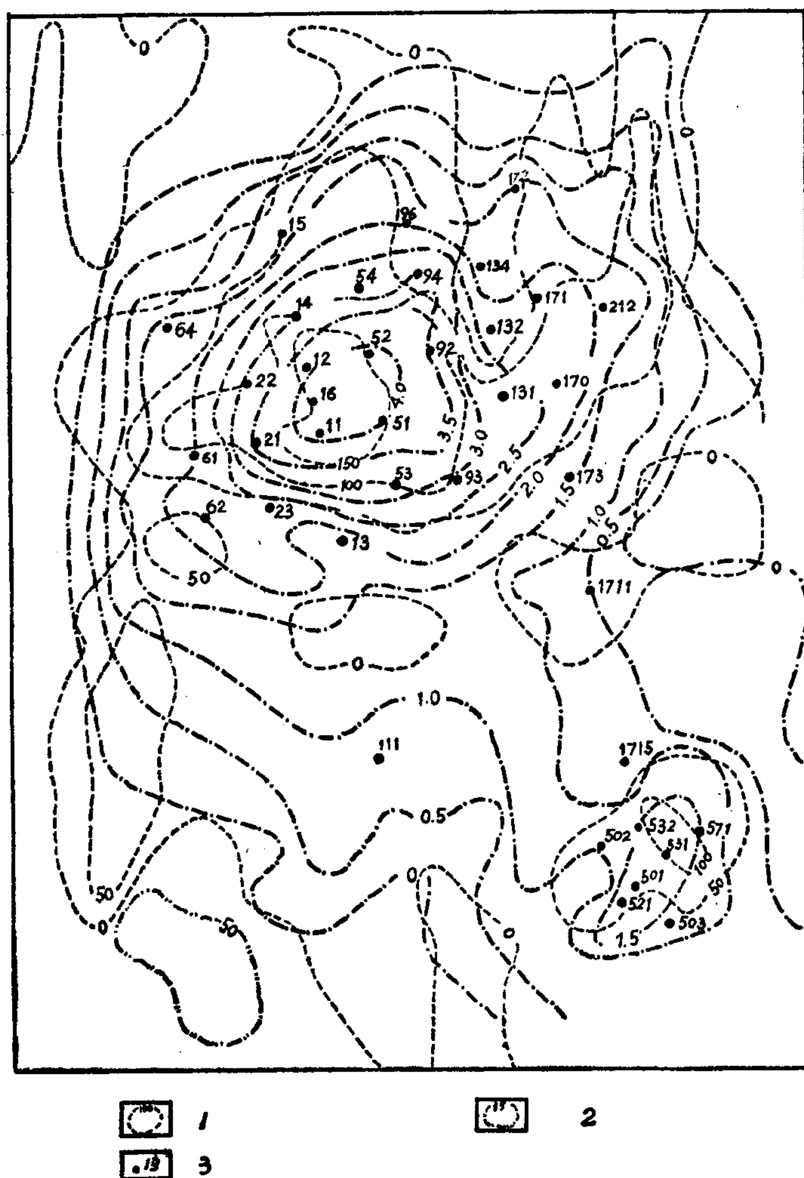


图 5—11 矿区剩余重力异常及二次导数平面图

（手算）

1—二次导数（10^{-14}C.G.S）；2—剩余异常（mgl）；3—钻孔及编号

于改正半径选择过大，没有消除第三种异常(矿化蚀变所引起的)所致。

后改用R＝1000米，采用电算，结果如图 5—12 所示：

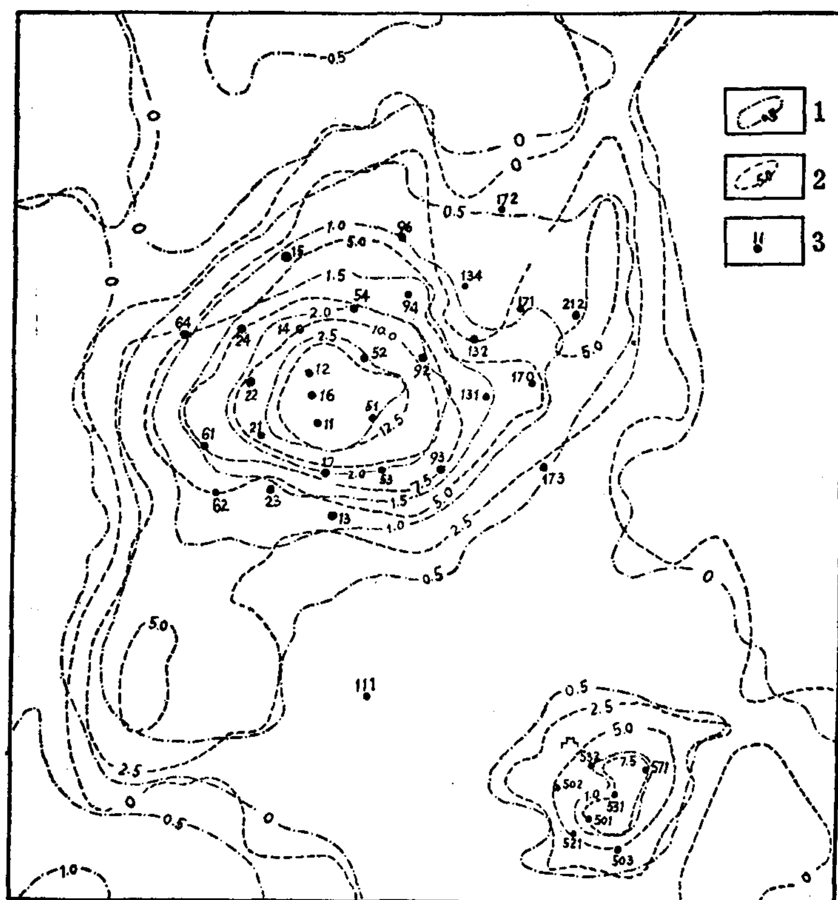


图 5—12 剩余重力异常二次导数平面图

(电算)

1—剩余异常（mgl)；2—二次导数（10^{-13}C.G.S)；3—钻孔及编号

剩余重力异常中心位于 ZK16 孔偏东，极值可达 3.0 毫伽，已圈定的矿体边界，大致在 1.0 毫伽等值线范围。南东延伸部位出现一个孤立的局部异常。但仅两条等值线封闭，后改用R＝

440 米对南东延伸部分重新计算，更明显的突出了向部异常，如图 5—13 所示。

（2）重力二次导数的计算：

采用艾尔金斯第 I 公式：

$$g_{zz}=\frac{1}{60r^2}\left[64g(o)-8\bar{g}(r)-16\bar{g}(\sqrt{2}r)-40\bar{g}(\sqrt{5}r)\right]$$

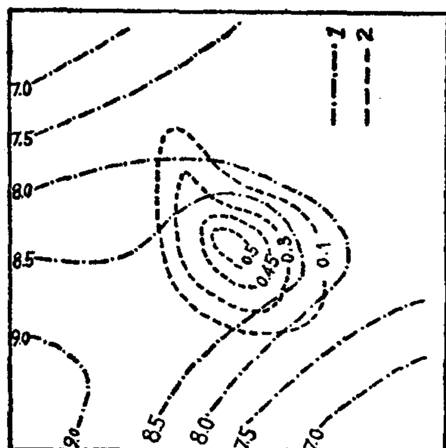


图 5—13 主矿体东南面的局部重力异常

1—布伽重力异常；2—剩余重力异常

式中 $g(o)$，$\bar{g}(r)$ 等的意义同前。

选择半径 $r=200$ 米，手算结果如图5—11所示。可见重力二次导数异常突出了主矿体上的局部异常，但由于半径选得过小（相对矿体埋深而言），局部异常显得零乱，浅部干扰严重，未能很好的圈出主矿体的范围，但在南东延伸部位出现了一个 100×10^{-14}CGS 的孤立而封闭的局部异常，较好的圈出了这个高密度体厚度较大的部位。

后改用 $r=300$ 米，采用电算方法（为避免传递误差，计算以前，对观测数据进行了圆滑），其计算结果如图 5—12 所示。

从图中可见：异常中心位于 ZK16 孔稍偏东，极大值可达 15×10^{-13}CGS，在两个局部异常处，异常形态与圆周平均法所得结果相近，说明当改正半径选择合适时，两者的效果相近。

（3）Δg正演计算：

为了掌握主矿体上经钻探控制的矿体所能引起的重力异常，分别对铁矿体和综合矿体（铁矿、黄铁矿、含铜黄铁矿及硬石膏矿），根据 1975 年钻探资料，采用电算方法，进行了 Δg 正演计算。铁矿体上 Δg 正演曲线如图 5—14 所示，与综合矿体正演Δg

曲线基本吻合，说明主矿体上的重力异常主要为铁矿引起。

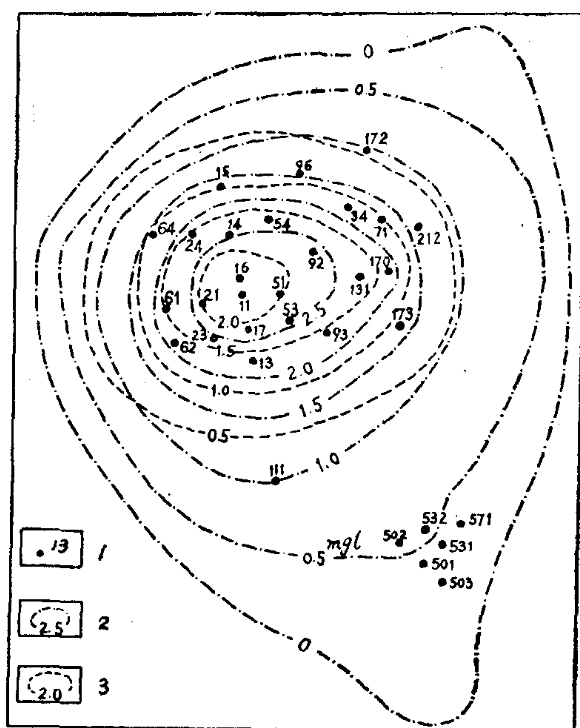


图 5—14　铁矿体正演计算的重力异常与磁源重力异常

1—钻孔及编号；2—磁源重力异常曲线；3—铁矿正演计算 Δg 曲线

（4）磁源重力异常的换算：

为了解主矿区磁性体所引起的重力异常，由 ΔZ 数据换算磁源重力异常（换算时取总磁化强度倾角$I_0=40°$，总磁化强度 $J=70000\times10^{-6}$CGSM，磁异常源的剩余密度$\Delta\delta=1.6$克/厘米^3）。换算结果（电算）示于图 5—14。

磁源重力异常形态与铁矿正演 Δg 曲线基本一致，只是数值有出入，可能是由于正演计算时未把磁铁矿化考虑进去所致。因此说，磁质量中心与剩余质量中心吻合，重磁异常基本上是同源的。

由上述可见：

第一、经数据处理后，主矿体上重力异常的中心位于 ZK16

孔附近稍偏东，与磁异常中心基本一致，但仍有偏移，这是因为磁铁矿在整个矿体西部厚达 150 米，而中、东部仅厚 50 米，因而磁铁矿变薄，且浅部出现90多米厚的密度稍高的硬石膏矿层见图5—3，因而重力异常中心偏东也是不难理解的。

第二、经数据处理后，消除了区域异常的影响，突出了局部异常，特别是布伽重力异常向南东延伸部分，经数据处理后，成为一个孤立封闭异常，经钻探验证，ZK501 孔于 284 米见到60米厚的富赤铁矿和 8 米厚的黄铁矿，而ZK1711、ZK1715只见矿化，未见工业矿体，证明这部分矿体与主矿体是不相连的。

ZK501 孔岩矿的物性测定结果表明：

Ⅰ、赤铁矿，火山岩层均为弱磁性，仅在赤铁矿下部(350米以下）磁铁矿化岩石（局部富集为贫铁矿）磁性稍强，但由于埋藏深，矿化不均匀，矿体规模小，在地表未产生明显磁异常。

Ⅱ、黄铁矿体，富赤铁矿体密度最高，平均密度可达4.1克/厘米^3，重力异常主要由它们引起。

Ⅲ、黄铁矿化次生石英岩、磁（赤）铁矿化硬石膏辉石岩，密度稍高，可达 2.9 克/厘米^3，可增强重力异常的背景值。

Ⅳ、黄铁矿、赤铁矿体（含铜黄铁矿）具有极化率高（15%以上)，电阻率低（约 400欧姆·米）的特征，是引起电法异常的因素之一。

二、西南某地隐伏铬铁矿床上物探方法的综合应用

1966 年和 1973 年在某超基性岩体上，应用重力和磁法，配合地质寻找铬铁矿，发现五处隐伏矿体。其中三处为在已知矿体附近新发现的矿体。重磁方法取得了良好的地质效果。现简述如下：

（一）矿区地质及地球物理特征：

该超基性岩体位于××地块南缘，侵入于泥盆纪结晶灰岩和板岩中，上覆侏罗纪砂岩砾岩，矿区海拔 4500 公尺以上，比高 100—300 米，绝大部分被第四系覆盖。物探工作区内，超基性岩体长 17.4 公里，宽 3.9 公里，面积约 40 平方公里，近东西向

延伸，整体北倾。岩石以斜辉辉橄岩为主，其次为纯橄岩，蛇纹石化比较强，岩体内矿化较普遍，铬铁矿的主要围岩为纯橄岩。矿石多为致密块状，与围岩界线清楚，矿体规模一般不大，长数米至数十米，宽一米至十余米。矿体形态为透镜状、似脉状、团块状等，其走向有近东西、近南北和北西西三组，产状较复杂。

在矿区内采集了数百块岩（矿）石标本，测定其物性，结果如下表；

表 5—4

岩石名称	密度（克/厘米^3）	J_i（10^{-6}CGSM）	J_r（10^{-6}CGSM）	J_r/J_i
铬铁矿	4.07	200	700	3.5
纯橄岩	2.44	100	<100	1
辉橄岩	2.56	150	170	1
橄榄岩	2.67	100	150	1.5
硅化超基性岩	2.53	<100	0	

由上表可见：铬铁矿为明显的高密度体，剩余密度可达1.5克/厘米^3，为应用重力法找矿提供了物性前提。超基性岩因成分不同或因蚀变、风化程度的不同而引起的密度变化可达0.2—0.5克/厘米^3，是本区重力法找矿的主要干扰因素。

本区铬铁矿的磁性特征是剩磁大于感磁，且剩磁多为反向，所以，在矿体上常出现低负磁异常。这一物性特征，提供了应用磁法配合重力法直接找矿的可能性。

（二）野外工作及物探异常特征：

在实验工作基础上开展了面积性普查找矿工作，并在已知矿体（带）附近布置了详查，测网分别为 40×20 米^{2}和 10×5米^2。

在11平方公里的普查面积上，共划分出局部重力异常47个，钻探验证 17 个，其中三个是由隐伏矿体引起的。

1．17 号矿体异常：

17号矿体为本区最大的已知矿体，其西段已出露地表，长约60米，宽约30米，走向北东，倾向南（东段为北倾），矿体直接围岩为纯橄岩。地形为向北倾的山坡，坡度角15°，矿体上重磁普查，详查结果均有明显异常反映。重力异常强度可达0.6毫伽，磁异常为北正南负，极值相差200γ左右。由已知矿体往西，异常很快减弱消失，而往东异常延伸长达100余米，形态变得宽缓，重力异常减弱到0.2毫伽左右，对应约有100γ的低磁异常。如图5—15。

根据上述异常特征和地形地质性况推断异常东段仍为铬铁矿体引起，但埋藏较深，推断中心埋深为40—50米，可能为已知矿体向南东东倾伏或为另一个新的隐伏盲矿体。

为验证异常性质，在已知矿体南东方向沿异常轴部布孔（ZK 106,108.110,111）检查，连续见矿，深度为25—60米，矿体视厚度28—4米。根据钻孔和地面岩（矿）石标本物性测定结果见表5—4，用三度量板作正演计算，结果与实测异常基本吻合，证实异常确为矿体所引起。

2．105号矿体异常

在研究17号矿体的面积性详查资料时，发现在其西北约50米处有一个平面形态呈椭圆形的小异常，长约50米，宽20米，异常强度达0.2毫伽，形态规则，并有对应的低磁异常，强度约为100γ。如图5—16所示。

异常位于向北倾的缓坡上，地表为第四系覆盖。由于重磁异常对应，异常形态规则，位于成矿有利地段，地形干扰小，推断异常为隐伏矿体引起，中心埋深为15米左右。

为验证异常性质，于异常中心布孔(ZK105)检查，于5—21米深度内见矿两层，共厚13.2米。后沿异常走向布孔(ZK116)追索矿体，见矿四层，共厚17.6米，根据钻孔岩心物性资料进行正演计算，结果与实测异常符合，证实异常确为隐伏矿体所引起。

3．107号矿体异常

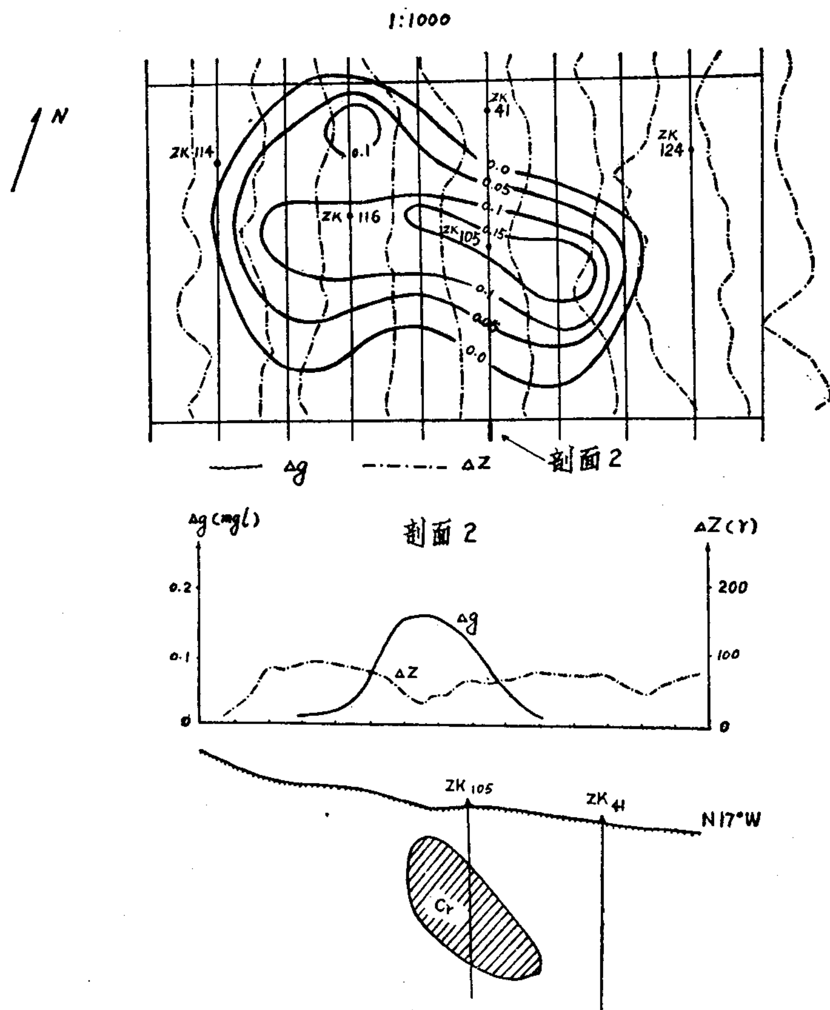


图 5—16　105 号矿体上重磁异常图

在 17 号矿体东约 360 米有一个小矿体出露地表，重力测量无异常显示，在其南侧布孔追索也未见矿，而在这个小矿体北约 40米，重磁普查中发现有异常显示。经详查，异常特征更清晰，呈长条形，走向近东西，总长 160 米，分为东、西两段，东宽西窄，重力异常东弱西强，分别为 0.15 和 0.2 毫伽，西段有对应

的低磁异常显示，强度为100γ左右，东段无明显磁异常，如图5—17。

异常区为第四系覆盖，地形为向北倾的缓坡，根据前述，推断异常为隐伏矿体所引起，中心埋深为16米左右。

为查明异常性质，先在西段布孔(ZK107)验证，于8—18米深度内见矿两层，共厚8.5米，后沿异常走向向东布孔(ZK109，121，131)，连续见矿。异常东段见矿深度为20—35米，矿体视厚度8—10米。正演计算结果与实测异常基本一致，肯定异常为隐伏铬铁矿所引起。

三、某铜镍矿床上物探方法的应用

某地铜镍矿床产于基性—超基性岩中，矿区多被浮土掩盖，地面只找到了一处岩体，坑探揭露仅见有浸染状矿体。为对矿区进行远景评价，进行了比例尺为1:5000的磁法和次生晕金属量测量工作。

（一）矿区地质及地球物理特点

矿区为一北西—南东走向单斜构造，倾向南西，倾角45°左右。区内仅见有中、下奥陶系长石石英砂岩和板岩。已知岩体沿区域性的北东向断裂侵入，呈岩墙产出。岩性主要为辉长岩，辉石岩和橄榄岩等。矿体产于橄榄岩中。

橄榄岩具有强磁性，平均磁化率5400×10^{-6} CGSM，位于岩体中部，其围岩—砂岩和板岩，一般无磁性，为用磁法圈定岩体提供了地球物理前提，当覆盖较薄时，对次生晕化探工作也是很有利的。

（二）物化探方法的应用：

普查工作结果，不仅在已知岩体上出现了磁异常和铜镍分散晕，而且在它的南东约500米处的砂岩和板岩分布地段发现了范围较大的磁异常(M8)，异常形态如图5—18所示。

在M 8异常的东端也发现有铜镍分散晕．但区内已知岩体走向为北北东，而M 8磁异常的走向为北西西，因此，对异常的性质未作肯定。

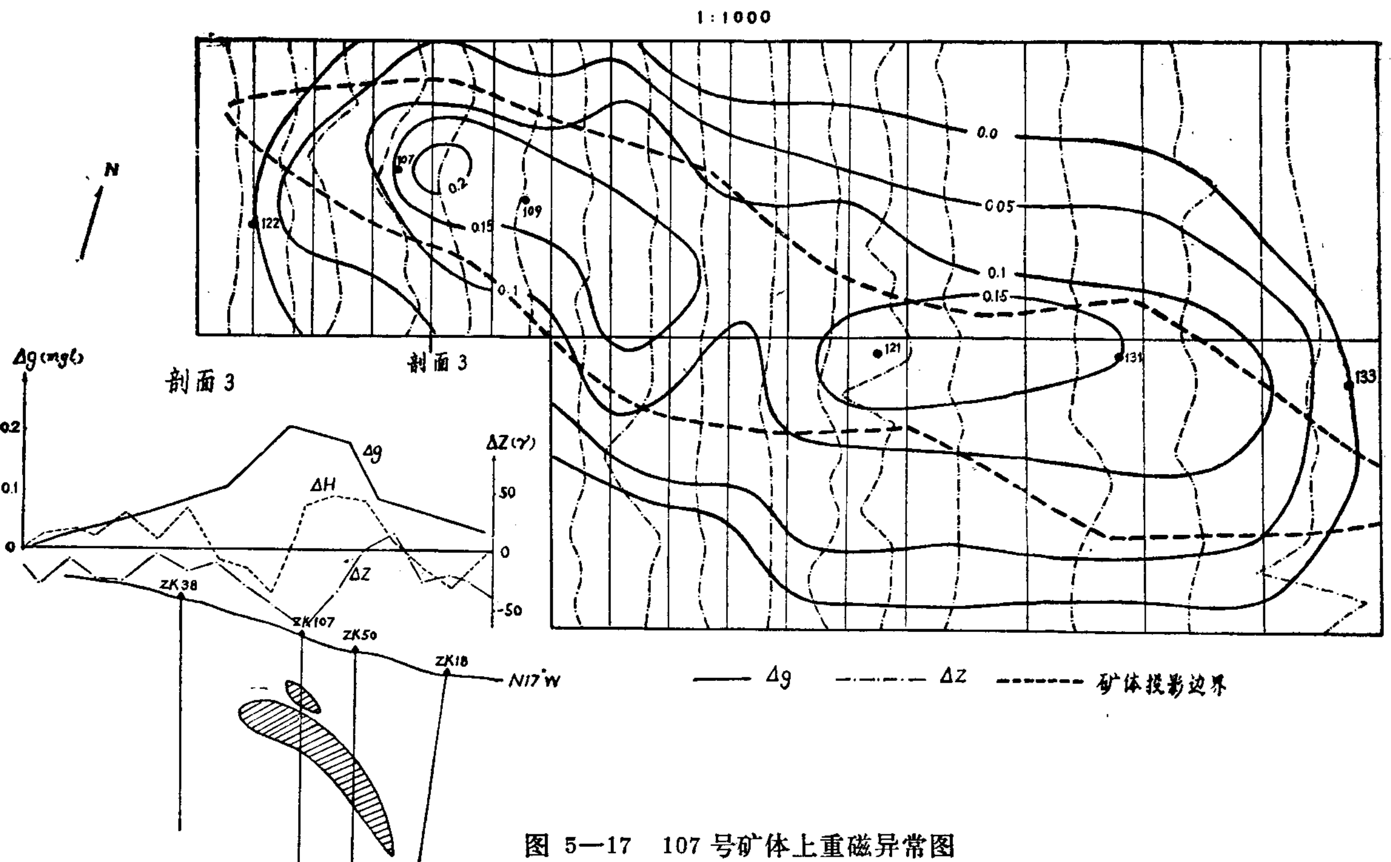


图 5—17　107 号矿体上重磁异常图

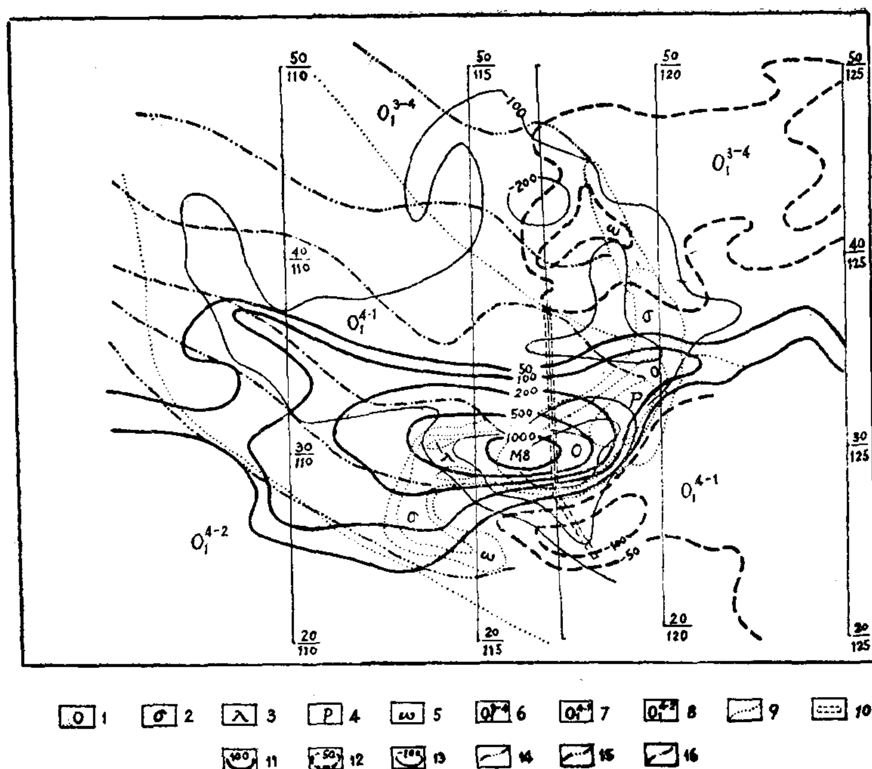


图 5—18　某铜镍矿区综合平面图

1—橄榄岩；2—辉石岩；3—煌斑岩；4—块状矿露头；5—辉长岩；6—黑色薄板岩；7—砂岩、板岩；8—细砂岩、板岩；9—地质界线；10—坑道；11—ΔZ正等值线；12—ΔZ 负等值线；13—自然电位等值线；14—岩体投影；15—中、贫矿投影；16—块状矿投影

为了查明 M8 异常的地质原因，根据已知岩体上方法的有效性试验结果，在 M8 异常上布置了联合剖面法和自然电场法的剖面测量。联合剖面法发现有低阻反映，自然电场法也有明显的负异常。

根据上述物化探成果，推断 M8 异常为矿体引起的可能性较大。进行浅部揭露结果，在坡积层下发现了硫化矿铁帽，再经钻探验证，穿过 20 米厚的橄榄岩便见到了致密块状的铜镍矿体(编号为Ⅲ号岩体)。

在此基础上又进行了比例尺为1:2000的物化探详查工作，用自然电场法作面积性测量，并增加了充电法。在Ⅲ号岩体上获得了磁法，自然电场法、联合剖面法和铜、镍、铬、钴四种元素的综合异常，如图 5—19所示。

（三）物探异常的地质解释

在平面图图 5—18 上磁异常轴向近东西、长短轴之比近于2.5，磁场梯度东陡西缓，极大值达1100γ，北东和南东两侧出现负异常，最低值为－300γ。根据矿区岩（矿）石磁性资料，致密块状矿石的磁性最强，平均磁化率值可达57000×10^{-6}CGSM，其次为橄榄岩，磁性不及致密块状矿石的十分之一，再次为陨铁状矿石和浸染状矿石。

根据上述可以认为磁异常为致密块状矿体（为主）及其外围的陨铁状矿层和浸染状矿层（为辅）综合引起的。由图 5—18可见：异常中心偏离块状矿体在地表的投影位置，这主要是由于陨铁状和浸染状矿体及地形的影响造成的。

磁异常梯度特征反映了含矿体向北西倾斜，负值的出现表明矿体向下延深并不大。

联合剖面法在几条剖面上都有清晰的正交点见图 5—19 。根据电阻率测定资料，矿石的电阻率较围岩低两个级次，且联合剖面正交点位置与其他物化探方法异常位置重合，因此，肯定正交点是含矿岩体引起的。

为了研究矿体产状和范围，进行了充电法工作。从Ⅲ号岩体充电的电位平面图如图5—20和电位梯度剖面见图5—19看，结果与磁异常有相似之处，电位极大值或梯度零点向南偏移，不完全与块状矿体相对应，南北两侧梯度相近而东陡西缓，基本上反映了Ⅲ号岩体的产状和范围。

进一步勘探证实，Ⅲ号岩体是本区最大最富的矿体。由致密块状硫化物矿石组成的部分长达 460 米。

在勘探过程中，为划分岩体和围岩的界线，划分块状矿体，陨铁状矿层和浸染状矿层的界线并确定其厚度，以及确定煌斑岩

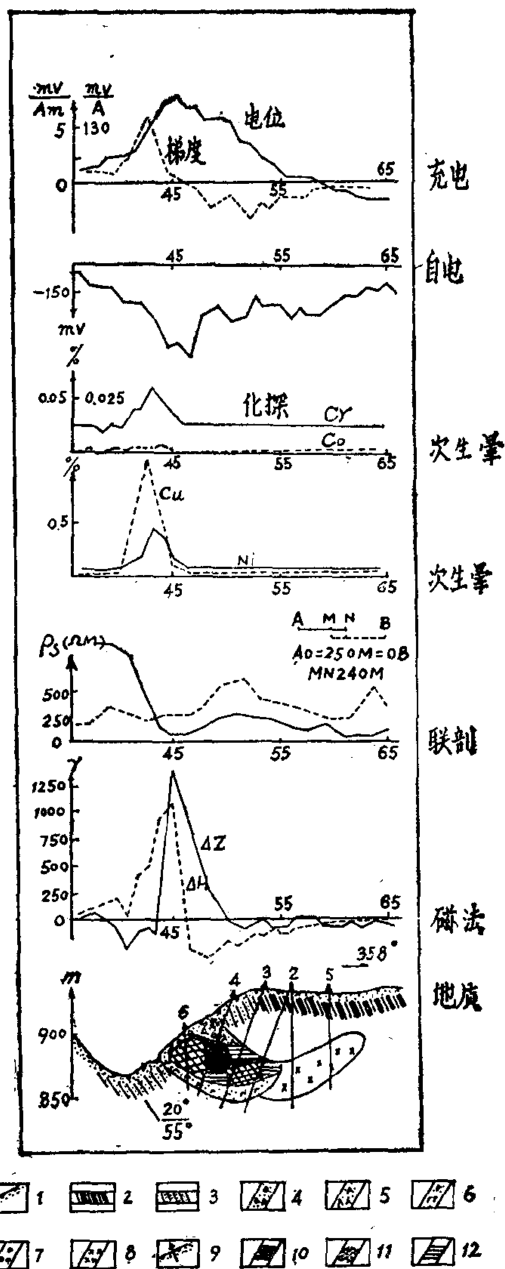


图 5—19 Ⅲ号岩体（矿体）上的物化探异常

1—浮土；2—下奥陶系黑色板岩；3—奥陶系板岩砂岩；4—角闪辉岩；5—橄榄岩；6—辉石岩；7—煌斑岩；8—石英辉长岩；9—钻孔及编号；10—块状矿；11—陨铁状矿；12—浸染状矿

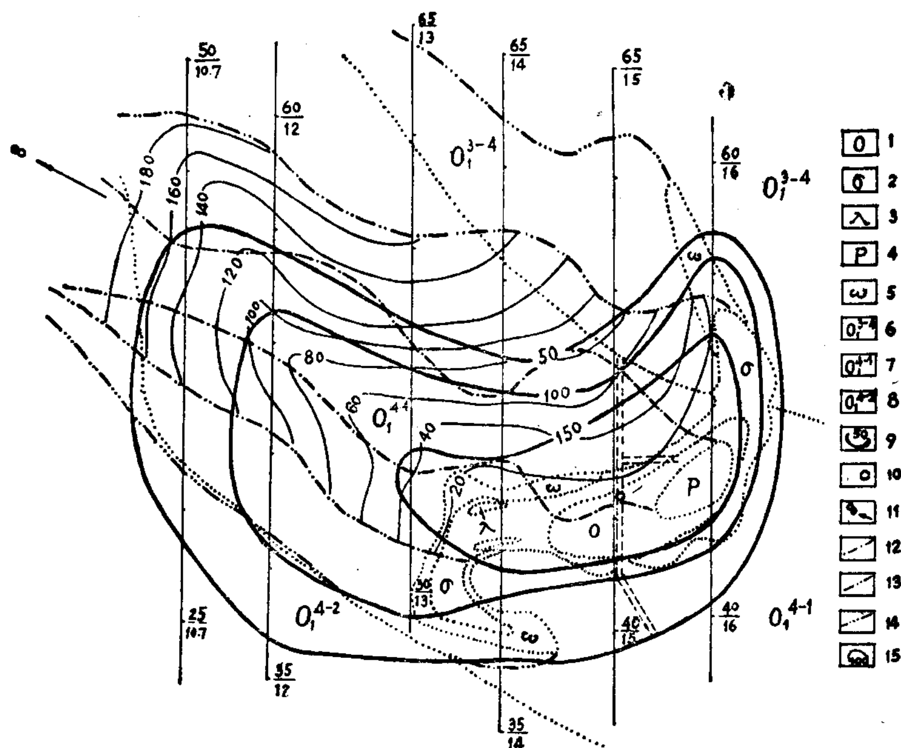


图 5—20 Ⅲ号岩体上充电法电位平面图

1—橄榄岩；2—辉石岩；3—煌斑岩；4—块状矿露头；5—辉长岩；6—黑色薄层板岩；7—砂岩、板岩；8—细砂岩；9—等异常线；10—充电位置；11—无穷远电极方向；12—块状矿投影；13—中、贫矿投影；14—岩体投影；15—中、贫矿等深线

的位置和厚度，配合钻探工作进行了测井工作。图5—21是ZK_3号孔中综合测井工作成果。

测井工作结果表明：

用电极电位法（JDHW），滑动接触法（$JDZL_h$）和γ—γ法（JFGG）为主，自然γ法（JFG）为辅，可圆满地完成上述任务。

在前三种测井曲线上，层、块状矿体绝大多数异常明显，两翼陡直而界线清楚。煌斑岩脉和围岩界线在自然γ法曲线上有比较清晰的反映。

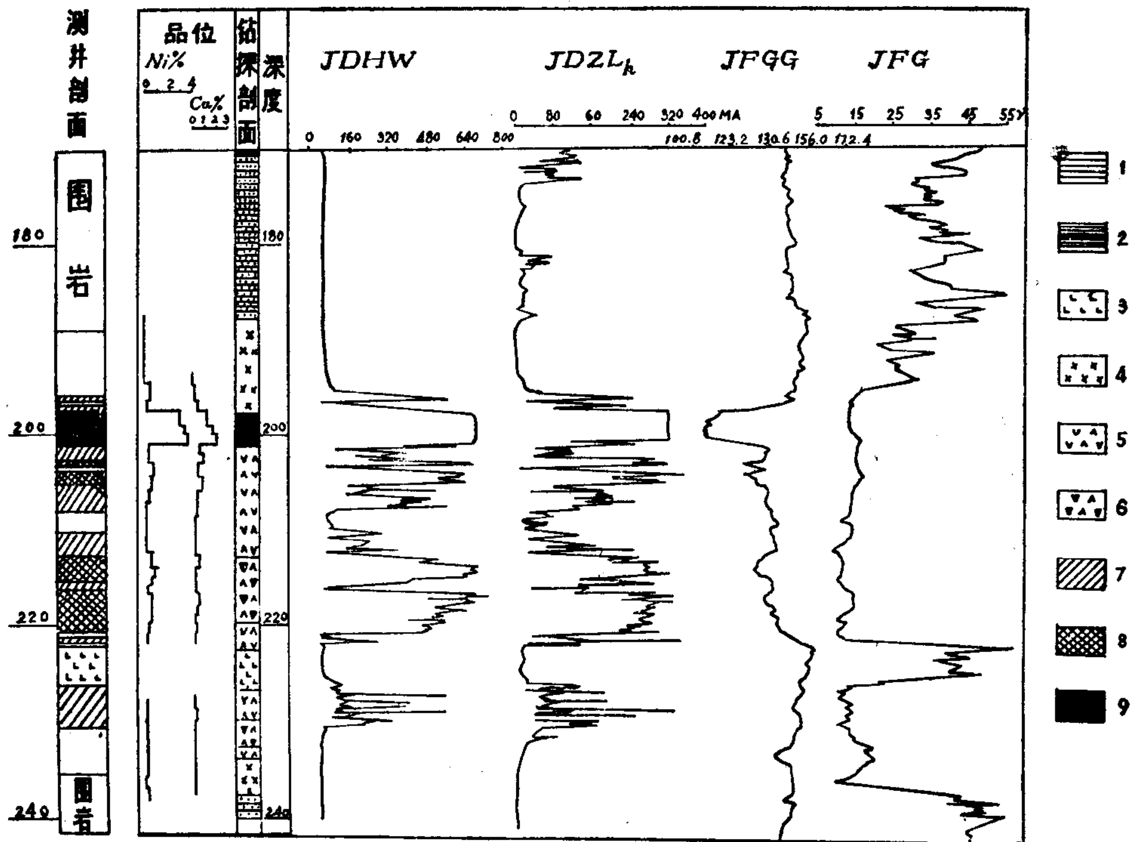


图 5—21 ZK_3 钻孔中综合测井曲线

1—砂岩；2—板岩；3—煌斑岩；4—辉长岩；5—橄榄岩；6—辉石橄榄岩；7—浸染状矿；8—陨铁状矿；9—块状矿

第二节 非金属矿床上物探方法的应用

这里所说非金属矿床是指煤、石油、天然气以外的其它非金属矿床，如金刚石、石墨、硫、磷、石棉、硼、压电石英、重晶石、刚玉、盐类以及建筑材料等。物探方法在这方面的工作是很有限的，但从已有的少量工作结果来看，物探在这些矿床上是有其特殊效应的。这里仅介绍金刚石和盐类矿床的实例。

一、金刚石

原生金刚石矿床产于浅成的超基性岩——角砾云母橄榄岩（或称金伯利岩）中，岩体一般呈筒状，直径为几十米至几百米，产状陡立，延深较大，岩石主要由橄榄岩，金云母、透辉石等矿物组成。金刚石在岩体中的含量很少，对整个岩体的物性毫无影响，因此，物探方法的任务是寻找含金刚石的金伯利岩管，而不是直接寻找金刚石。

通常情况下，金伯利岩与围岩（灰岩、页岩及砂砾岩等）有一定的物性差异，因此，物探方法寻找金伯利岩管有很好的效果。

如西伯利亚某金刚石产地，岩石物性测定结果如下表：

表 5—5

岩 石	磁化率(10^{-6}CGSM)			密度(克/厘米^3)			电阻率
	极小	极大	平均	极小	极大	平均	
灰岩	0	60	10	2.40	2.75	2.51	5000—10000
角砾云母橄榄岩	60	10500	2800	1.66	2.74	2.36	750
暗色岩	1760	11500	4170	2.63	2.98	2.88	1700

由上表可以看出：金伯利岩与围岩有一定的磁性差异，密度和导电性也具有一定差别。在该地进行了1:2.5万比例尺的航空磁测，发现了一些等轴状异常。在有意义的异常进行了大比例尺

的地面磁测，检查和圈定管状体。

为了从这些异常中区分出金伯利岩体的异常，布置了重力法与电阻率法工作。图5—22是在管状体上磁测平面图，图5—23是在管状体上几种方法的精测剖面图。

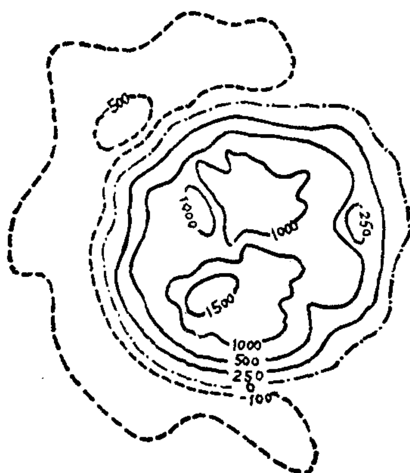


图 5—22　金伯利岩管上的磁异常

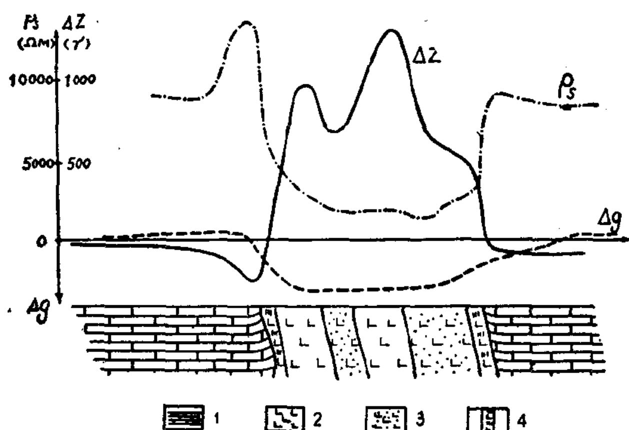


图 5—23　金伯利岩管上的物探剖面图

1—围岩（灰岩、白云岩）；2—角砾云母橄榄岩；3—绿色角砾云母橄榄岩；4—接触交变带。

从图 5—22 可见：磁异常呈等轴状、从剖面图可见，磁异常有两个峰值，分别为1500γ和1000γ，可初步判定异常为金伯利岩或暗色岩残块引起的。根据重力异常(Δg)呈为负值，ρ_s呈现低阻反映，可断定异常是由金伯利岩引起的。

在暗色岩残块上，磁异常与前者类似，如图 5—24 所示，而重力异常与前者相反，为正异常，电阻率法无明显反映。据此可较容易的分辨金伯利岩与暗色岩异常。

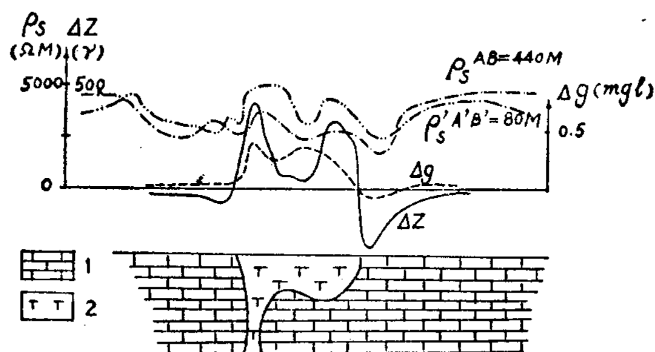


图 5—24 暗色岩残块上ΔZ、Δg及对称剖面ρ_s综合剖面图

1—围岩（灰岩、白云岩）；2—暗色岩

必须注意的是，金伯利岩的磁性不一定都比围岩高，如图 5—25所示，就是金伯利岩管的磁性低于围岩磁性的实例。

不论金伯利岩的磁性高还是比围岩磁性低，在平面图上磁异常总是呈圆形的。

也有金伯利岩与围岩磁性差异不明显的情况。因此，寻找金伯利岩，必须视具体情况，采用合适的物探方法，才能取得良好的效果。

二、盐岩和钾盐

这类矿床主要成分是钾、钠、钙、镁等的氯化物、硫酸盐及碳酸盐类。矿床多呈岩丘，岩株及层状产出，矿体厚度可达几百米，分布面积可达几十至几百平方公里。

矿石与围岩的物性差异较大，通常盐岩的密度为 2.1 克/厘

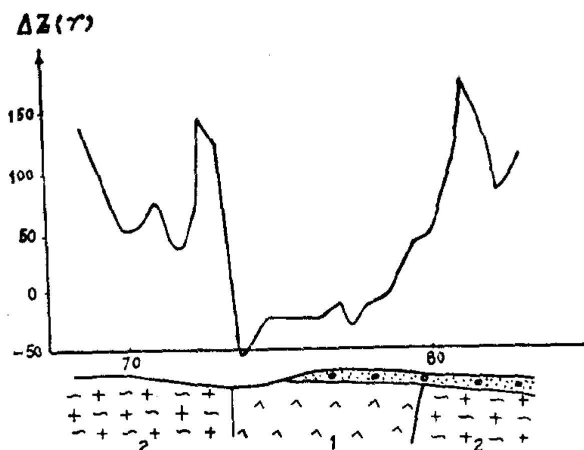


图 5—25　某金伯利岩管上的磁异常剖面图

1—岩管；2—花岗片麻岩。

米³，电阻率甚高，达10^5欧姆·米，弹性波传播速度也甚高，无磁性，盐岩无放射性，钾盐有放射性。

据上所述，普查盐矿床的最好方法是重力法，条件有利时可用电法和地震法。

通常情况下，盐矿床上出现负重力异常，异常形态及范围与含盐盆地基本相同。

我国某盐岩矿床赋存于红色盆地内。区内出露地层为侏罗系，白垩系，第三系。矿石产于白垩系泥砾岩中。盐岩与围岩的密度差可达－0.3克/厘米³，含盐盆地呈一系列南北向或北西向复式褶皱，同向断裂发育，向斜宽广，背斜狭长，矿体多呈盐丘状位于背斜轴部。

据上所述，在该区布置了比例尺为1:10万的重力测量，面积为1300平方公里，根据测量结果绘制的布伽重力异常平面图，如图5—26所示。

从图5—26可见：该地区内，出现的负重力异常形状及范围与含盐盆地完全相同，负异常四周Δg值渐次升高，表明基底由盆地中心向四周抬高，地表可见较老的侏罗系地层沿盆地边缘出

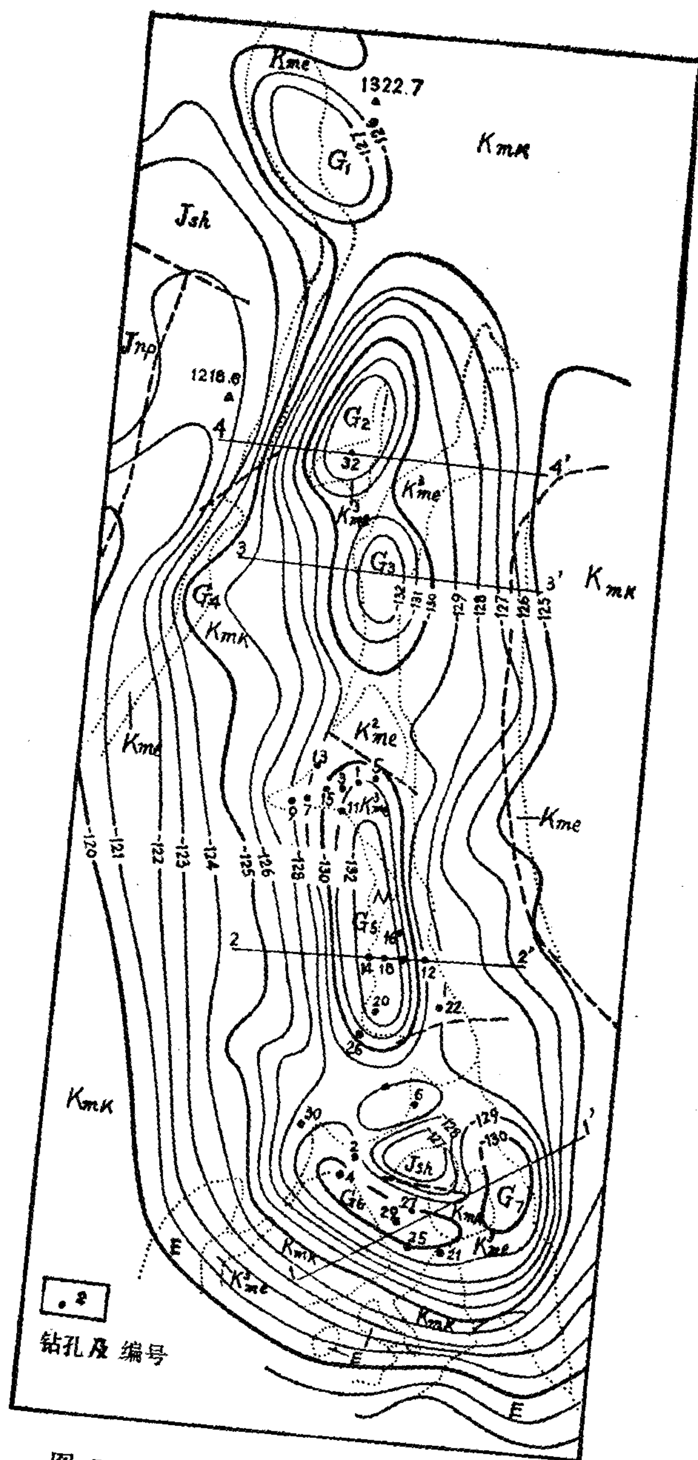


图 5—26 某盆地布伽重力异常平面图

Q第四系；N新第三系；E 老第三系；Kmk上白垩统；Kme 下白垩统（含盐建造）；J侏罗系

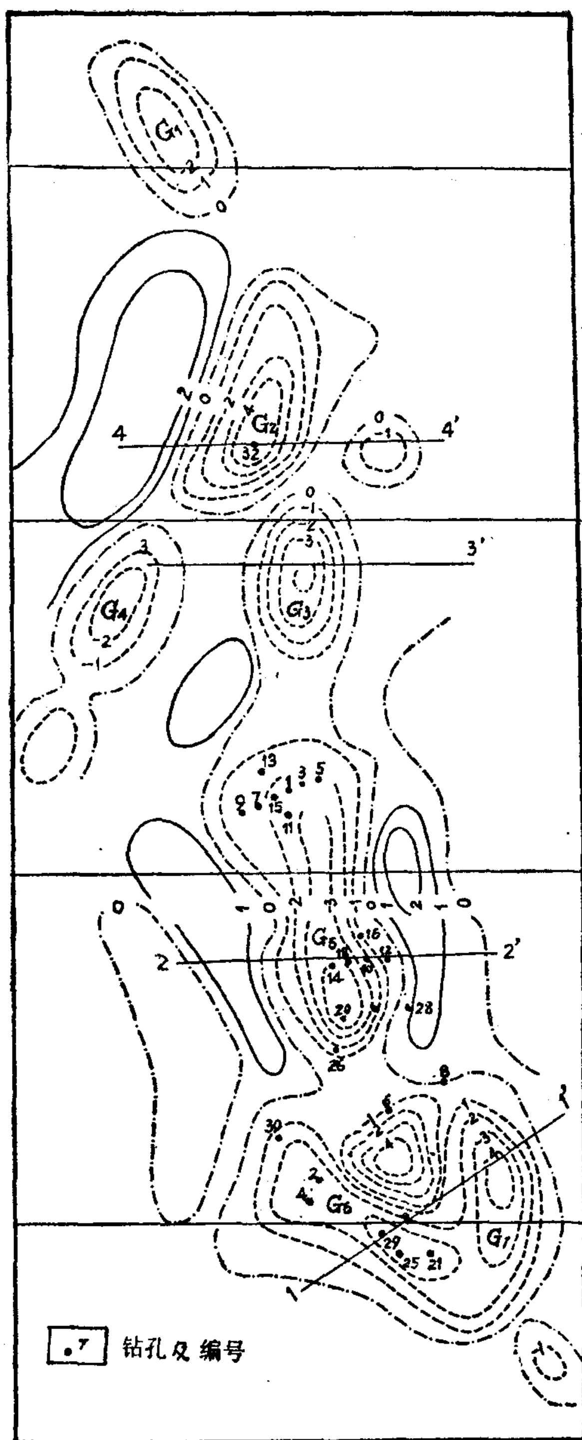


图 5—27　某盆地剩余重力异常图

露。

在矿区南段负异常带的背景上出现了 G_1—G_7 等次级局部重力负异常，经区域校正之后的剩余重力异常如图 5—27 所示，局部异常更加清晰。

这些局部重力负异常，经过验证，都是由盐岩矿所引起的。

寻找盐矿床除了应用重力测量外，在条件有利时还可用电测深法及地震勘探来配合，以确定盐岩层顶面深度及其形态。

如寻找对象是钾盐，除了可运用上述方法外，还可用放射性γ测井法，可迅速地把钾盐层从盐岩层中划分出来。

第三节　地质填图中物探方法的应用

物探方法能够直接找到的只是少数几种矿产，而许多矿产在物理场上没有直接的反映，这就需要经过其它途径解决矿产的普查勘探问题。

大家知道，矿产的形成和分布总是与一定的围岩及构造相联系的。例如，矽卡岩型铁、铜矿床产于中酸性岩浆岩与沉积岩的接触带及其附近，铬铁矿床产于超基性岩中，热液型矿床常与断裂及破碎带有密切关系等等。因此，应用物探方法确定岩层接触带，寻找构造及断裂和破碎带，不仅可以协助地质填图，而且具有重要的找矿意义。

地质填图，按其比例尺的大小，可将它划分成几个阶段。

小比例尺地质填图（1:100万—1:50万）；

中比例尺地质填图（1:20万—11:10万）；

大比例尺地质填图（1:5 万—1:2 万）。

各阶段的主要差别是比例尺（测网）不同，但填图的基本任务都是：确定岩层接触带和圈定岩体；填绘断裂和破碎带；研究构造起伏的形状等等。

一、小比例尺地质填图中物探方法的应用

（一）研究结晶基底的起伏及内部构造；

利用物探方法解决这项地质任务时，多采用磁法（航磁）、重力法和地震法、有时也用电测深方法。

大家知道，变质的结晶基岩一般都具有较强的磁性，而沉积岩磁性很弱，可认为是无磁性的。所以，利用磁法勘探研究结晶基底的起伏和内部构造是很有利的，这已在磁法勘探中有较详细的讨论，不再重述。

一般说来，结晶基岩的密度比沉积岩的密度大。当结晶基底埋藏较深时，基岩与上覆沉积岩的分界面可以看成是一个密度分界面。这时重力高通常反映结晶基岩隆起的地方；重力低通常反映结晶基岩凹陷的地方。

图 5—28 是某地重力剖面图，实线为实测的布伽重力异常曲线。虚线表示自东向西逐渐减弱的与地壳深部物质分布有关的大区域性重力场。从 Δg 曲线中减掉大区域性重力值后，便可清楚的显示出重力值降低的地段。这个地段恰好是其它物探方法指示的平原中部沉积较厚的地段。

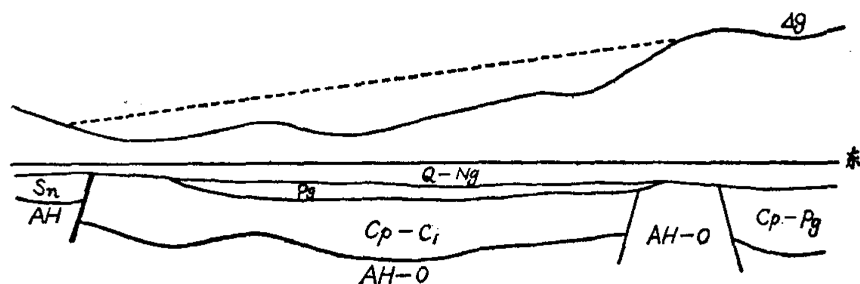


图 5—28　重力场与沉积层厚度之间的关系

Q第四系；Ng上第三系；Cp—C_1石炭系；Pg二叠系；Sn下震旦系；AH前震旦系；O奥陶系；——实测重力异常；-----区域重力场。

结晶基底埋藏较浅时，基岩表面就不一定能当作两种均匀介质的分界面了。这时，重力异常的特征主要反映结晶基岩密度的变化，同时，重力场的特征还要受沉积岩构造及地壳深部构造的影响，因此应用重力异常定性估计基岩起伏时，必须考虑这些因

素。从重力异常中分辨出结晶基岩内部密度变化所造成的影响，是重力异常解释中最困难的也是重要的问题之一。这就需要在解释重力异常时，必须与其它物探资料，特别是与地质和钻探资料相结合，才能取得较切合实际的结论。经验证明，在许多地区综合应用磁法和重力，可以有效地研究基底内部构造。

结晶基底的电阻率通常都很大（在实际工作中可视为无穷大）。因此，结晶基岩可作为电测深法电性标准层，对于应用电测深法确定它的深度是非常有利的。通常结晶基岩在电测深曲线上的反映是：曲线尾部与$\frac{AB}{2}$轴成45°角直线上升。

当沉积覆盖层中有电阻率很高的岩层（如灰岩）存在，且厚度较大时，由于它的屏蔽作用，应用电测深法解决结晶基岩的起伏就很困难，甚至不可能。

结晶基岩和沉积岩在物性上的差别，还在于结晶基岩具有较大的弹性波传播速度（V＝4000—7500米/秒），因而有利于应用折射波法确定基底的起伏和埋藏深度。折射波法的精确度较高，深部误差不超过3—5％。应用折射波法不仅可以了解基底的起伏，也可以了解基岩的构造，因为根据折射波法获得的界面速度的变化并不局限于基岩表面附近的因素所引起，在更大程度上反映了基岩构造的差异。

用反射波法研究结晶基底的起伏，往往受多次反射的干扰，因此，通常不用反射波法研究结晶基底的起伏。

（二）研究沉积岩构造：

应用物探方法研究沉积岩的构造，通常采用重力法，电测深法和反射波地震法。

沉积岩系大多没有磁性，所以不能利用磁法直接研究沉积岩构造。

沉积岩的密度取决于岩石的组成和孔隙度，因此各类沉积岩的密度通常是不同的，例如：石灰岩和白云岩的密度较大（2.4—2.7克/厘米^3），砂岩及粘土的密度较小（1.4—2.5克/厘米^3）。

如果地层界面与密度分界面一致，或者具有一定的关系，则可采用重力勘探来确定沉积岩构造的性质和位置。

各类沉积岩的电阻率通常也具有较大的差别，如泥质岩等为低电阻介质，碳酸盐类岩石具有相当高的电阻，一般可视为无穷大电阻层；而砂质岩石的电阻率介于这两类岩石之间。因此，采用电测深法有可能对沉积岩的性质作出估计，并可取得各层厚度及埋深的资料，从而确定沉积岩的构造形态。

一般在研究沉积岩构造时，广泛采用反射波地震法，因为在地质剖面中常存在许多不同深度的地震波反射界面，因而，有可能利用反射波地震法同时研究不同深度的地质构造。

（三）追索大断裂带：

断裂带的确定，对于区域地质构造的划分具有十分重要的意义。

实际工作表明，根据重磁资料查明深大断裂的存在并确定其位置是很有成效的。尤其是在沿断裂带有大规模的岩浆活动，岩层断距较大或两边大地构造有显著差异时，其效果将更明显。

断裂带的重磁异常特征可能是各种各样的，但一般磁场特征表现为宽度不大（破碎带愈小，异常范围愈狭），但延伸很远的异常带，如果断层两边地层落差很大，则磁测资料在断层两边分别显示出深基底面和浅基底面的特征，即断层的一边磁场平静，另一边变化较剧烈；而重力资料表现为等值线的密集带，即重力阶梯带。如果沿断裂带有大量的岩浆活动，则常出现沿断裂分布的链状或雁行排列的正磁异常或沿垂直于断裂方向交替出现的正异常和负异常；在重力图上也形成链状或线状排列的局部正异常带。如沿断裂带无岩浆岩充填，则沿断裂带往往出现低磁异常带或较弱的负异常带。

图 5—29 是郯城—庐江深大断裂上的航磁异常剖面平面图，它表现为一条狭窄的正异常带，长度在已知范围内达470—480公里，而其宽度只有30—40公里，有时窄到 5 公里，这一深大断裂的发现对于了解整个华北地区大地构造和指导普查找矿具有重要

意义。

综上所述，在小比例尺地质填图中布置物探工作，一般是先在区内进行比例尺为1:100万或1:50万航磁测量。同时或稍后，进行同样比例尺的重力测量。然后在重磁面积性工作的基础上，选几条长剖面进行折射波地震法或电测深法的剖面测量，结合重磁法的成果进行地质解释，以解决区域地质及含矿远景评价问题。此外，还须密切配合地质和钻井资料，以便与物探成果互相补充和验证。

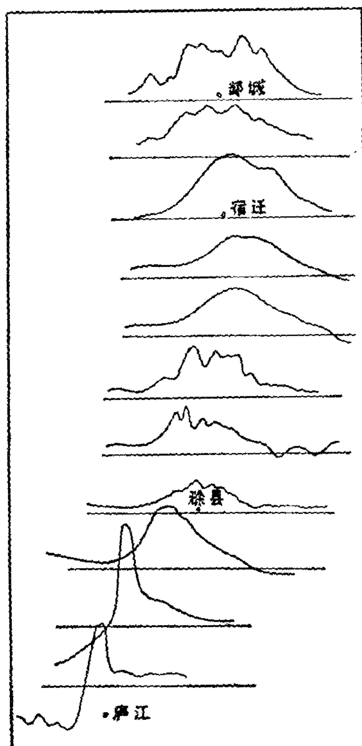


图 5—29 郯城—庐江深大断裂上磁异常图

二、中、大比例尺地质填图中物探方法的应用

（一）确定岩层接触带，圈定岩体

各种岩石的物理性质的差异，是物探方法填图的基础，物性差异愈显著，填图效果就愈好。

下面我们讨论各种物探方法在确定岩层接触带，圈定岩体时的效果。

1．磁法

用磁法填绘岩层接触带，是以各种岩体具有不同磁性为基础的，磁性的强弱主要取决于岩石中磁性矿物的含量。

沉积岩基本上是非磁性的，只有少数具有极弱或弱磁性，因此，沉积岩地区的磁场特征是平稳的，一般磁测图上平稳的正磁场部分是沉积岩的反映。

岩浆岩中含有一定量磁性矿物，磁性较强，变化范围较大，一般从酸性到基性，磁铁矿成分增多，磁性增强。酸性岩浆岩（如花岗岩）通常是弱磁性的或无磁性的，磁场特征表现为平静，一般呈微波状起伏，有时磁场接近正常场，有时呈稳定的正值。中性岩浆岩（如闪长岩）磁性较酸性火成岩为强，磁场特征一般表现为梯度较大，范围较小的异常。

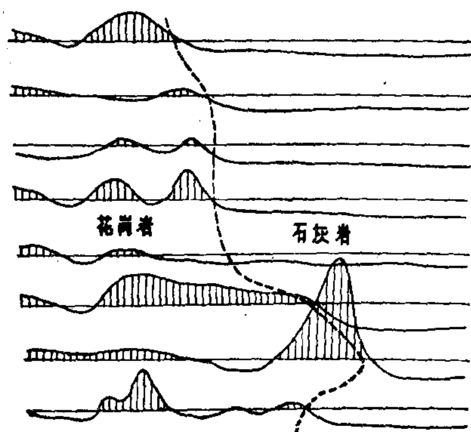


图 5—30 （a）花岗岩与灰岩接触带上的ΔZ异常

图 5—30（a）是花岗岩与灰岩接触带上ΔZ剖面平面图；图 5—30（b）是某地黑云母花岗岩与花岗闪长岩上ΔZ剖面平面图。由二图可见：在这接触带两侧，磁场特征截然不同。

基性性和超基性岩浆岩的磁性较强，它们的磁

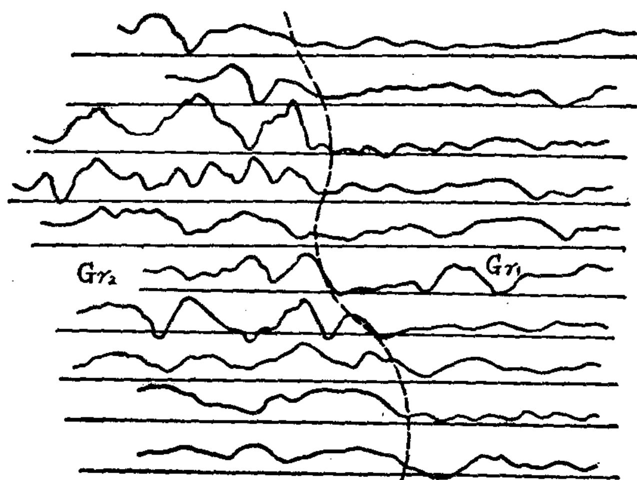


图 5—30 （b）黑云母花岗岩（Gr_1）与花岗闪长岩（Gr_2）接触带上的ΔZ异常

场也最强，一般为几百至几千伽仍。由于岩体一般呈长条状或串珠状，磁异常通常以条带状居多，因岩体磁性很不均匀，所以磁异常波动较剧烈。如图 5—31 所示。

变质岩的磁性介于沉积岩与岩浆岩之间。

各种喷发岩就其平均磁性，遵循上述深成岩的一般规律，但岩石内部磁性极不均匀，因此，磁场特点与深成岩的磁场截然不同，不象深成岩的磁场那样较规律，而是强、弱、正、负迅速交替，形成杂乱无章的异常。如图 5—32 所示。

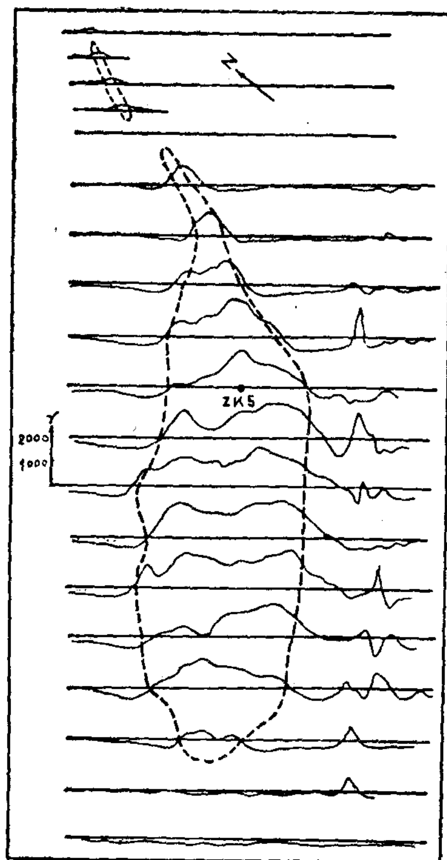


图 5—31　超基性岩体上的磁异常

综上所述，用磁法勘探追索和填绘岩浆岩与其它岩石的接触带是很有成效的，在磁法勘探中已有较详细讨论，不再赘述。

2．电法

填绘岩层接触带的电法有：自然电场法（中、小比例尺用）及电剖面法（大比例尺用）。

用电法填绘岩层接触带是以各种岩层具有不同的导电性和电化学活动性为基础的。

岩浆岩和变质岩的电阻率较高，且电阻率随裂隙的发育程度变化很大，而与岩性关系很小。因而，岩浆岩和变质岩地区电阻率的变化反映的主要不是岩性差异，而是地区构造特点。

沉积岩的电阻率不仅与岩浆岩有显著的差别，而且各种沉积

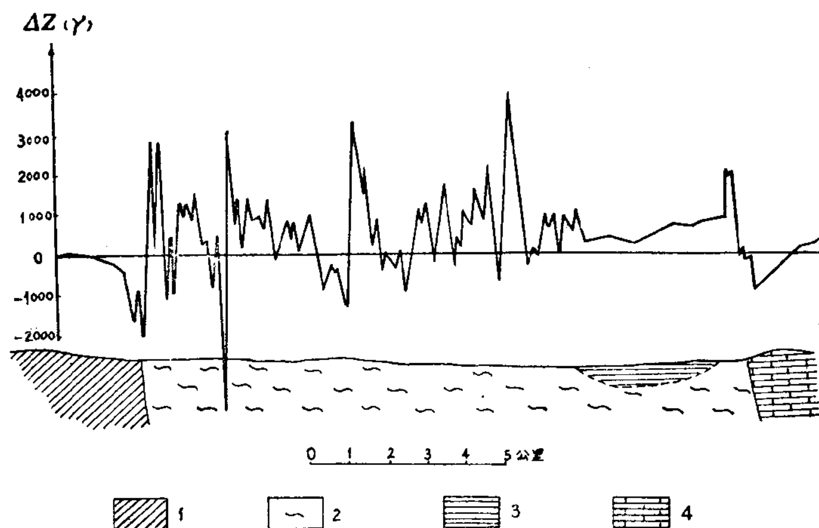


图 5—32 喷发岩上的磁异常

1—页岩；2—玄武岩；3—第四纪沉积；4—石灰岩

岩的电阻率之间也有相当的差异，因此在沉积岩发育地区用直流电剖面法圈定岩层接触带是很有效果的，可与磁法互相补充不足。

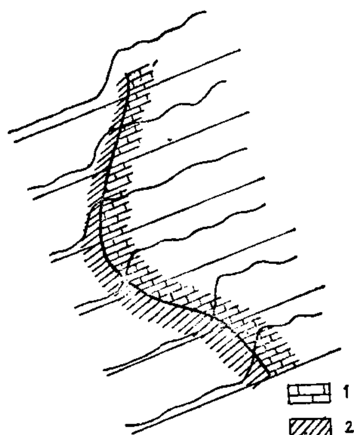


图 5—33 接触带上四极对称电剖面法剖面平面图

1—石灰岩；2—页岩

图 5—33 是在页岩和灰岩的陡立接触带上，对称四极电剖面法的ρ_s剖面平面图。

可以看出：每条通过接触带的剖面上ρ_s曲线都发生突变，对比各测浅上的结果，这一特征是沿着一定的方向有规律的连续出现的，如将各条ρ_s曲线上有剧烈变化的位置连结起来，便可近似地确定页岩和灰岩的接触带在平面上的分布位置。

当工作地区分布有石墨化和黄铁矿化岩层时，这些岩层可以产生强大的自然电场，所以用自然电场法进行黄铁矿化和石墨化岩层的填图是最有效的。由于多金属和稀有金属矿的生成常与石墨化和黄铁矿化有密切联系，因而追索石墨化和黄铁矿化岩层具有很重要的找矿意义。

3．放射性法

用放射性填绘岩层接触带，是以各种岩层的放射性物质含量不同为基础的。

沉积岩中，放射性物质的含量与其泥质含量成正比，所以粘土和页岩的放射性往往比砂岩和灰岩高。岩浆岩的放射性规律与其磁性规律恰好相反，酸性岩放射性最强，中性岩次之，基性岩最弱。变质岩的放射性强度取决于原来岩石的放射性强度。

目前，放射性填图多限于填绘花岗岩体。因为花岗岩含有较多的放射性物质，且时代不同，岩相不同，放射性元素的含量也不同。通常时代愈新，含量愈高，边缘相含量较内部相为高，因此，用放射性方法可以准确的圈定花岗岩体。

4．重力法

金属矿区地形起伏较大，重力法填图效果一般不好，当地形较平坦时有一定效果。

（二）圈定构造破碎带和断层

应用物探方法追索深大断裂和区域性断裂，已在前边讲过了，这里再讲一下应用物探方法确定一般断裂和断层的问题。

大家知道，许多金属矿床产于构造破碎带的地方，因为这些地方常形成矿液和岩浆的通道或是有用矿物富集之处。所以，确定构造破碎带或断裂带，不仅协助地质填图，而更重要的是具有找矿意义。

从物探的角度，构造破碎带和断裂带，可分为两类：

第一类：充填有被热液带来的矿物，如磁铁矿，磁黄铁矿，黄铁矿，放射性矿等，有些金属矿物富集成矿体，其物性与围岩有显著的差别。

当构造破碎带中充填有磁铁矿或磁黄铁矿等磁性矿物或它们已富集成矿体时，应用航磁或地磁可以有效的圈定出来。当这类构造破碎带延伸很长时，磁异常表现为条带状。

图 5—34 是某破碎带上磁测实例，由于动力变质作用，碎屑岩和糜棱岩含有大量的磁性矿物，因而在碎屑岩和糜棱岩地带上产生了以太古代弱磁性片麻岩的平稳磁场为背景的正异常。

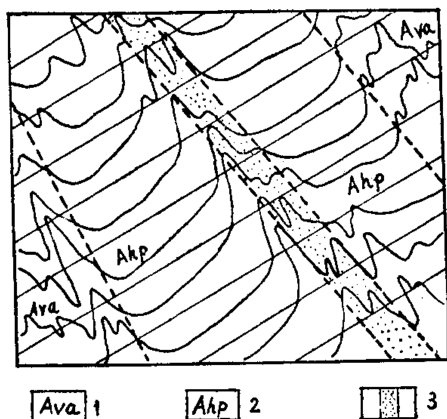


图 5—34　某破碎带上的磁异常

1—深色结晶片麻岩和片岩；2—含有大理岩和斑花大理岩分层的结晶石榴石—紫苏辉石斜长片麻岩；3—碎屑岩和糜棱化地带

如果破碎带中有黄铁矿、磁黄铁矿或有黄铁矿化或石墨化现象时，应用电法较有利。当黄铁矿以相联或相交的细脉形式存在于岩石中时，矿化岩石便成了良导体，可用电剖面法追索和查明这类破碎带；当黄铁矿为互不相连的浸染体时，矿化岩石不会成为低阻物质，与围岩的电性差异不大，这时采用激发极化法可能会取得较好效果；当氧化带不深且水文地质条件有利时，黄铁矿化的岩层的破碎带常常能产生自然电场，可用自然电场法进行圈定。

图 5—35 是在某铅锌矿区根据联合剖面法正交点圈定的断裂带，断裂中有石墨化现象，因此效果显著。

第二类：没有充填磁铁矿，黄铁矿等由热液带来的矿物。这类破碎带的宽度较大，为地下水循环的方便通道，且其中常充填有泥质及碎屑物质。因此，与围岩相比具有良好的导电性，可用电法发现和追索这类断裂破碎带。这类破碎带上的ρ_s异常，通常是狭长的、断续的或呈斑点状的。

这类破碎带由于地下水沿构造裂隙循环很强烈，形成过滤电

场，有利于自然电场法的应用。

（三）确定浮土厚度

了解工作地区浮土（覆盖层）厚度的变化，对于理解布置勘探工程和选择物探方法具有很大意义。

确定浮土厚度的主要方法是电测深法。一般在浮土不很厚时，进行电测深工作只需采用较小的电极距。浮土中含有地下水时，导电性比下部的基岩要好，这时用电测深法确定浮土厚是较容易的。如果浮土相当干燥，其导电性甚至不如下部基岩，应用电测深法所确定的浮土厚度可能只达到地下水面而未达到基岩，因此，工作前必须掌握工作地区的水文地质情况，以便对电测深结果作出正确解释。

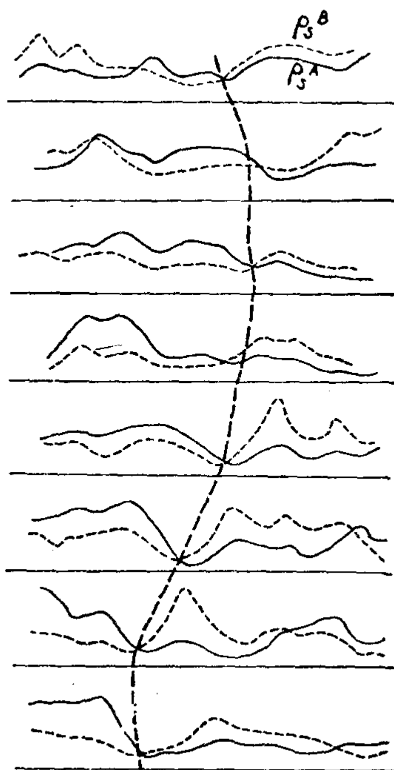


图 5—35 某铅锌矿区断裂带上联合剖面曲线

由于浮土对弹性波的传播构成低速带，所以可应用折射波地震法确定它的厚度，但地震法的成本高，只有在电法不能解决问题时才使用它。

注：本章主要参考了如下资料

1. 成都地质学院 金属地球物理勘探 1975年 地质出版社
2. 熊光楚编 磁铁矿床上磁异常的解释推断（第二十五届地质年会论文集 物化探手册） 1978年 地质出版社
3. 长春地质学院编 金属矿地球物理勘探 内部出版
4. 物探研究所编 物探与化探（双月刊） 地质出版社